

5420

# ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ  
IX  
СЕВЕРНЫЙ  
КАВКАЗ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СОЮЗА ССР

---

ГЕОЛОГИЯ  
СССР

Главный редактор  
*И. И. МАЛЫШЕВ*

Заместитель  
главного редактора  
*И. И. ГОРСКИЙ*

---

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ  
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР  
*МОСКВА—ЛЕНИНГРАД*

1947



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СОЮЗА ССР

ГЕОЛОГИЯ  
СССР

Т О М

**IX**

**СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ**

Часть I

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ**

Редактор I части *В. П. РЕНГАРТЕН*

Соредактор *Л. П. ХАРЧУК*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ  
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР

МОСКВА—ЛЕНИНГРАД

1947

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ  
ГЕОЛОГИИ СССР

*Г. В. Богомолов*

*И. И. Горский*

*В. Г. Грушевой*

*А. А. Дубянский*

*И. Г. Кассин*

*И. С. Комишан*

(Ученый секретарь)

*А. Н. Криштофович*

*Л. С. Либрович*

*И. П. Луппов*

*В. И. Луцицкий*

*А. Н. Мазарович*

*И. И. Малышев*

*А. П. Марковский*

*В. В. Меннер*

*Г. А. Мирдин*

*М. В. Муратов*

*Д. В. Наливкин*

*В. А. Николаев*

*В. А. Обручев*

*С. В. Обручев*

*Е. В. Павловский*

*В. П. Ренгартен*

*В. И. Смирнов*

*Д. В. Соколов*

*Т. Н. Спижарский*

***П. И. Степанов***

*Н. Г. Судовиков*

*С. А. Хакман*

*А. А. Чернов*

*П. Ю. Чихачев*

*Н. С. Шатский*

*М. С. Швецов*

*В. П. Яворский*

*М. Э. Янишевский*

*А. Л. Янин*

---

## ВВЕДЕНИЕ

Настоящий, IX том «Геологии СССР» посвящен описанию геологического строения и минеральных ресурсов Северного Кавказа. Границы этой территории понимаются широко и в основном совпадают с давно вошедшим в употребление географическим термином Северный Кавказ. На севере граница проходит по Азовскому морю до устья р. Дона, далее — по рр. Дону, Западному и Восточному Манычам — она выходит к Каспийскому морю. Последнее составляет восточную границу описываемой территории до устья р. Самура. Граница с Закавказьем, также давно получившим свое географическое наименование, является более искусственной. Она должна быть проведена так, как это было принято при описании Закавказья в т. X «Геологии СССР», т. е. в соответствии с довоенными административными границами Грузии и Азербайджана. Таким образом, в пределы описываемой территории Северного Кавказа входит не только северная часть Черноморского побережья (т. е. южный склон Большого Кавказа) до р. Псоу, но и те участки на северном склоне, которые лишь после Великой Отечественной войны были включены в состав Грузинской ССР (Теберда, Клухори, части бассейнов рр. Терека, Ассы и Аргуна).

В пределы очерченной таким образом территории Северного Кавказа входят такие крупные административные единицы: Северокавказский край, Краснодарский край, Дагестанская АССР, Североосетинская АССР, Кабардинская АССР и автономные области — Адыгейская и Черкесская.<sup>1</sup> Общая площадь описываемой в настоящем томе территории составляет около 272 235 км<sup>2</sup>.

Геологическое строение Северного Кавказа в разных его частях чрезвычайно разнообразно. Равнинные области, сложенные почти горизонтально залегающими третичными отложениями и покрытые мощным плащом аллювия и лёссовидных суглинков, резко противопоставляются горной системе Большого Кавказа, где в глубоких ущельях и на высочайших покрытых снегом вершинах выступают на поверхность отложения всех систем — от древнейших докембрийских до самых молодых, и где мы можем видеть разнообразнейшие интрузивные и эффузивные породы и сложнейшие тектонические структуры.

Чтобы дать ясное представление о геологическом строении этих двух крупных областей и истории их геологического развития, необходимо выделить в них, и особенно в области Большого Кавказа, более мелкие регионы с более однородным планом строения и общими чертами геологической истории.

---

<sup>1</sup> В распоряжении Редакции нет еще официальных данных о границах и площадях новых административных единиц.

Вопросы геологического и географического районирования Кавказа давно уже интересуют его исследователей. В сущности каждая сводная геологическая карта заключает в себе элементы такого районирования. Раньше всего были выдвинуты схемы геоморфологического расчленения Кавказа (А. Л. Рейнгард, И. С. Шукин). Здесь уже делались попытки увязать внешние формы рельефа с литологическими особенностями пород и с условиями их залегания. Лет 15—20 тому назад очень популярной была идея выделения на Кавказе таких геотектонических зон или областей, которые характеризовались бы одновременно и единством комплекса слагающих их пород, и единством тектонических форм и определенными чертами геоморфологии (В. П. Ренгартен, 959 и 977). Более углубленные работы по анализу тектонических форм приводят к выделению более дробных структурных единиц и к выяснению их разновозрастности (Л. А. Варданянц, 224). В другом направлении пошел В. В. Белоусов (80). Его анализ движений земной коры в течение юрского, мелового и третичного периодов приводит к построению большого числа палеогеографических карт Кавказа, показывающих для разных моментов геологической истории распределение мощностей и фаций осадков, трансгрессий и регрессий. При этом выявляется существование в области Большого Кавказа геосинклинальных и геоантиклинальных зон и их последовательная эволюция, вплоть до инверсии.

При существовании определенной связи между диастрофическими и колебательными движениями земной коры структуры, вызванные теми и другими, различны и могут не совпадать даже по направлению, особенно когда мы будем рассматривать структуры, возникшие в разные фазы. Развитие рельефа в основном определяется самыми молодыми восходящими движениями. Более древние структуры находят лишь слабое отражение в рельефе.

Возвращаясь к геотектоническому районированию в 1937 и 1941 гг., В. П. Ренгартен (290а, 961) учитывает результаты этих исследований и указывает на трудность проведения границ между зонами и на необходимость при выделении зон в некоторых случаях, нарушая стройность классификации, отдавать предпочтение то одному, то другому фактору — то рельефу, то формам тектоники, то условиям накопления осадков.

После всех сделанных замечаний мы воспроизводим здесь схему геотектонических зон Кавказа, которая, будучи, как и раньше, лишь рабочей концепцией, все же сохраняет свое значение для первой общей ориентировки в геологическом строении Кавказа (рис. 1). На территории Северного Кавказа мы различаем такие области:

#### I. Комплекс Предкавказья.

- a — Ставропольское плоское поднятие;
- b — депрессия Терека;
- c — депрессия Кубани.

#### II. Комплекс Большого Кавказа.

- a — восточная часть северного склона;
- b — центральная часть северного склона;
- c — западная часть северного склона;
- d — зона южного склона.

#### III. Закавказский пологоскладчатый комплекс.

#### IV. Комплекс Малого Кавказа.



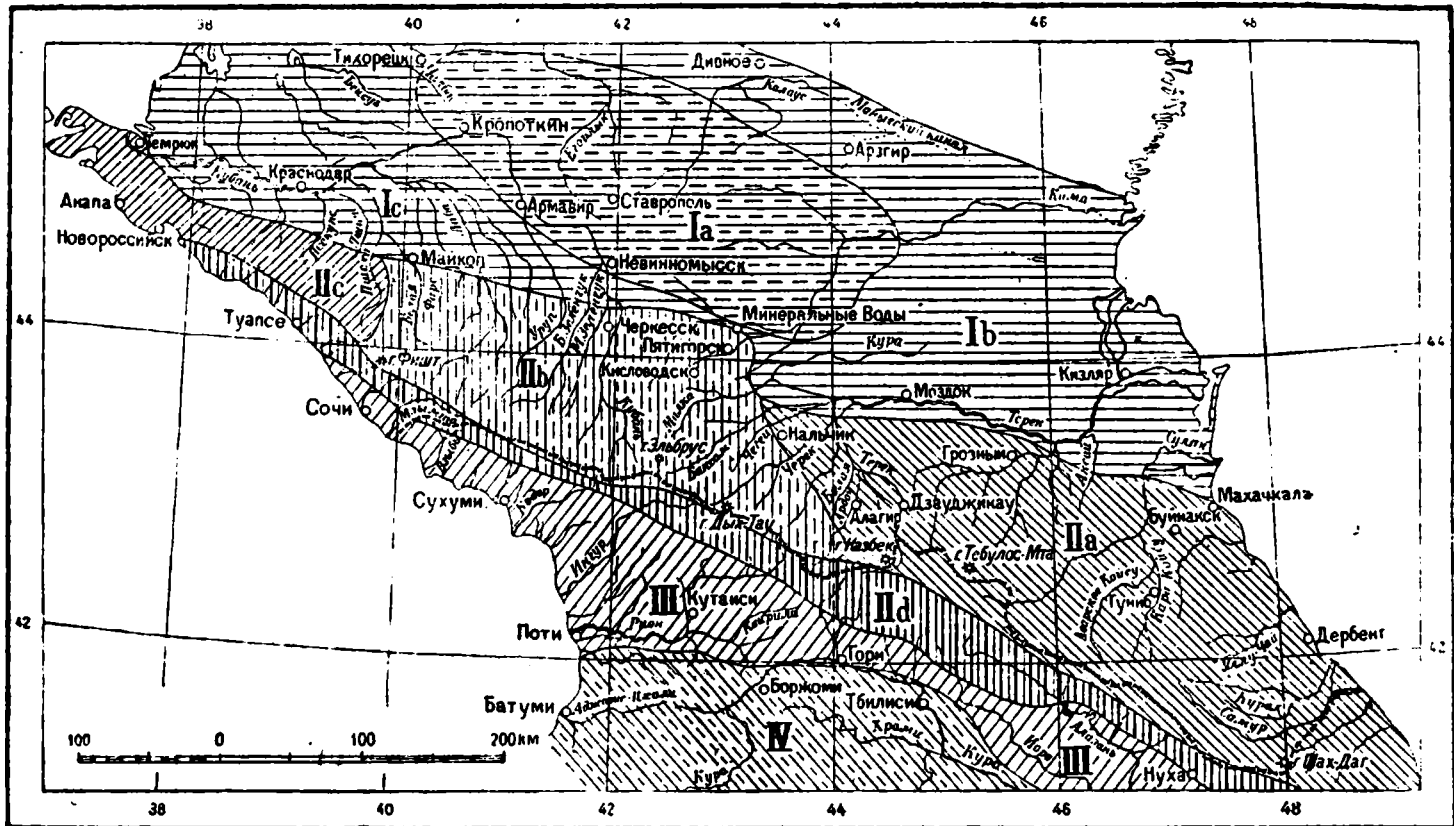


Рис. 1. Схема геотектонических зон Кавказа (по В. П. Ренгартену).

I — комплекс Предкавказья: Ia — старопольское плоское поднятие; Ib — депрессия Терьеза; Ic — депрессия Кубани. II — комплекс Большого Кавказа: IIa — восточная часть северного склона; IIb — центральная часть Северного склона; IIc — западная часть северного склона; III — Закавказский пологоослабленный комплекс. IV — комплекс Малого Кавказа.

Восток

Не вдаваясь в подробности, ограничимся немного пояснениями, характеризующими эти области.

Ставропольское плоское поднятие является поперечным воздыманием системы очень пологих, волнообразных складок, параллельных Кавказу и вместе образующих очень пологий антиклинорий. Если не принимать во внимание палеозойской эры и триасового периода, то геоантиклинальные тенденции Северного Предкавказья начали проявляться с конца нижнего лейаса. Начало поперечных воздыманий отмечается с верхнеюрского времени.

Депрессии Терека и Кубани рисуются в виде очень пологих синклиналей (синклинориев), погружающихся к юго-востоку и к северо-западу и наиболее приподнятых и суженных в области Минераловодского поперечного воздымания. С верхнеюрского времени область этих депрессий, по крайней мере частично, охватывалась зоной Северокавказской геосинклинали. Под южную часть Кубанской депрессии, видимо, погружено также северо-западное продолжение срединной геоантиклинали Главного хребта. Тектоника третичного и мезозойского покрова Кубанской депрессии выражается системой пологих складок (см. рис. 31), не отражающихся на четвертичной покрывке равнины. На востоке аналогичные складки Передовых хребтов приподняты над равниной р. Терека и поэтому на нашей схеме (см. рис. 1) присоединены к складчатому комплексу Большого Кавказа.

Восточная часть северного склона Большого Кавказа имеет ясно выраженный характер складчатой горной страны. Вся система складок более всего сжата в районе рр. Терека и Ардона. На восток складки расходятся (дивергируют), охватывая наиболее широкий пояс на меридиане р. Сулака. К Юго-Восточному Дагестану складчатый пояс вновь суживается. По интенсивности тектонических проявлений и по времени возникновения структур в этом поясе можно выделить несколько тектонических зон. Складчатый пояс образовался на месте Северокавказской геосинклинали и срединной геоантиклинали Большого Кавказа. Последняя зона начала себя проявлять как геоантиклиналь с верхнеюрского времени лишь после того, как здесь был сформирован веерообразный антиклинорий из нижне- и среднеюрских сланцевых пород огромной мощности. На западе, в ядре этого антиклинория, начинает выступать древний кристаллический субстрат.

Центральная часть северного склона характеризуется высоко приподнятым положением древнего доюрского субстрата (докембрия, палеозоя и триаса). Здесь расположены все высочайшие вершины Кавказа, сложенные кристаллическими породами. Доюрский субстрат характеризуется сложной тектоникой, в которой преобладают глыбовые перемещения масс. Верхнеюрские, меловые и третичные отложения залегают в виде пологой моноклинали, охватывающей значительную по ширине северную зону. Ее можно было бы выделить как особую подзону, в отличие от более южной, где нижне- и среднеюрские сланцевые отложения обнаруживают складчатость. Эти складчатые, а также глыбовые и чешуйчатые структуры, возникшие во время юрских и даже третичных фаз, проявляются и в области выходов древнего субстрата, где ими обусловлено нахождение полос юрских сланцев. Зона осадконакопления — северокавказская геосинклинали и срединная геоантиклиналь (или геоантиклиналь Главного хребта) — протягивается через всю область Центрального Кавказа. При этом подзона моноклинали охватывает не только область развития фаций северной геосинклинали,

но на западе распространяется также и на геантиклиналь, а в массиве гор Фишта и Оштена подходит вплотную к южной геосинклинали.

Западная часть северного склона Главного хребта рисуется как складчатая горная страна, хотя и не особенно высокогорная. Интенсивность складчатости и разрывов возрастает к югу. На северо-западе, в районах Анапы и Тамани, где вся система погружается, развиваются брахискладки с заворотом осей в сторону Черного моря. Возможно, такое расположение имеют только структуры, возникшие лишь в самые последние плиоценовые фазы. По фациям осадков юры, мела и палеогена северный склон Северо-Западного Кавказа приходится на переходную зону между средней геантиклиналью и южной, флишевой геосинклиналью.

Зона южного склона Большого Кавказа в своем типичном развитии прослеживается в пределах Грузии и Азербайджана. Характерные для этой зоны флишевые фации юры, мела и палеогена, а также сжатые, опрокинутые к югу и разорванные надвигами складки наблюдаются на территории, описываемой в настоящем томе, в бассейне р. Мзымты и далее вдоль Черноморского побережья, в районах Сочи, Туапсе и, вероятно, вплоть до Новороссийска. К западу от горы Фишта граница между зоной южного склона и зоной северного склона является неясной и условной.

Из различных зон Закавказья пологоскладчатого комплекса в описываемую здесь территорию входит только узкая полоска Черноморского побережья, от низовьев рр. Псоу и Мзымты до района Сочи. Здесь развиты юрские, меловые и третичные отложения в нормальных (не флишевых) абхазских фациях, образующие довольно простые складчатые структуры.

Мы ограничиваемся здесь приведенной краткой характеристикой областей, выделенных на карте (см. рис. 1), так как в следующих главах и разделах еще не раз придется к ним возвращаться, и читатель сможет найти там еще много черт, характеризующих эти области. Однако в дальнейшем мы будем пользоваться также и иными принципами для районирования Кавказа. Так, в главе «Тектоническое описание» Л. А. Варданянц дает свою схему структурного районирования Кавказа, основанную на анализе тектонических форм, возникших в последние фазы диастрофизма (см. рис. 25). В главах «Стратиграфическое описание» и «История геологического развития» в основном рассматриваются геосинклинали и геантиклинальные зоны, определяющие условия осадконакопления. Так как о них уже упоминалось выше, то в качестве примера выделения таких зон воспроизводим здесь карточку В. В. Белоусова (80) для мощностей нижнемеловых отложений (рис. 35). В главе «Геоморфология» мы приводим схему геоморфологического районирования, составленную А. Л. Рейнгардом (см. рис. 34). Еще более специальное назначение имеет схема инженерно-геологического районирования С. А. Шагольца и карта горно-экономических районов В. М. Борейши, помещаемые во второй части настоящего тома.

О расположении материала в настоящем томе можно составить себе представление по подробным оглавлениям двух его частей.

Хотя общий обзор истории геологического изучения Кавказа, написанный А. П. Герасимовым, выделен в особую главу, для облегчения справок и разыскания подробностей необходимо было почти в каждом разделе давать ссылки на литературу. В алфавитном указателе литературы приведены все наиболее существенные работы по геологии Кав-

каза, на которые даются ссылки в различных разделах тома, а для новейшего этапа — с 1933 до 1945 г. — редактор постарался исчерпать все доступные ему источники. Авторами статей широко использованы также новые данные, еще неопубликованные и прежде всего некоторые крупные законченные работы (например, диссертации), которые еще не могли быть напечатаны ко времени выхода в свет настоящего издания. Для второй части тома, посвященной описанию минеральных ресурсов, число таких ссылок пришлось еще увеличить, так как нередко основным источником сведений о некоторых месторождениях являются рукописные отчеты, которые по своей форме, недостаточной литературной обработке или по служебным соображениям не могут быть напечатаны. Чтобы сократить по возможности ссылки на такие малодоступные материалы, они в тексте тома большей частью заменялись выражением «по материалам таких-то лиц или учреждений».

Географическое описание дает в сжатой форме освещение современных природных факторов Кавказа. Более подробно рельеф страны разъясняется в главе «Геоморфология».

«Стратиграфическое описание» — самая большая по объему часть тома. Здесь сосредоточен главный фактический материал, характеризующий горные породы, слагающие Кавказ, и в историческом аспекте освещены проявления тех факторов, которые сопровождали и обуславливали осадконакопление. Кроме рассмотрения систем и их отделов, даются общие сводки по палеозою, мезозою, третичным и четвертичным отложениям.

Ограниченный объем тома не позволил подвергнуть подробному рассмотрению вопросы биостратиграфии, дать полные списки фауны всех классов и сделать их анализ для строгого обоснования возраста, характеристики фаций, установления направлений миграций и т. д. Все эти и другие палеогеографические вопросы, а также литолого-минералогическая характеристика пород затрагиваются лишь в очень сжатой форме.

В главе «Вулканизм и явления метаморфизма» в основном рассматривается хронология интрузивных и эффузивных циклов и их значение для металлогении. Петрографическая характеристика различных типов пород, естественно, дается в сжатом виде. Однако особые разделы, составленные С. П. Соловьевым, посвящены характеристике петрографических провинций, процессам образования метаморфических сланцев и (во второй части тома) вопросу о распространенности различных химических элементов. Распространению эффузивных пород среди осадочных серий уделяется внимание также и в отделе стратиграфии.

В главе «Тектоническое описание» дается по отдельным районам довольно подробное описание тектонических структур с распределением их по более дробным тектоническим зонам. Много внимания уделяется хронологии тектонических проявлений. Особый раздел, составленный Л. А. Вардалянцем, посвящен вопросу структурного районирования Кавказа. В общем обзоре тектоники излагается общая концепция тектонического строения Кавказа, как она представлялась А. П. Герасимову. Эта картина очень близка к приведенной выше схеме геотектонических зон В. П. Ренгартена (см. рис. 1). Обзор основных этапов формирования Кавказа вновь тщательно проработан Л. А. Вардалянцем.

Геоморфологическое описание составлено по материалам А. Л. Рейнгагарда с необходимыми редакционными изменениями и согласованием со статьями по четвертичным отложениям, тектонике и пр.



В основу геоморфологического районирования (см. рис. 34) положена помещенная в Советском атласе мира карта А. Л. Рейнгарда (1940 г.), с изменениями в соответствии с публикуемым текстом.

«Глава «История геологического развития», отсутствующая в т. X «Геологии СССР» (Закавказье), должна подвести итог нашим познаниям геологического строения Северного Кавказа и показать, как изменялись действовавшие в течение всей геологической истории природные силы — движения земной коры, вулканизм, агенты, созидающие и разрушающие горные породы, и пр.

Вторая часть IX тома посвящена характеристике минеральных ресурсов Северного Кавказа. Она, конечно, не может претендовать на то, чтобы явиться полным справочником по полезным ископаемым этого края. В соответствии с намеченным объемом тома основной задачей его второй части является нахождение зависимости в распределении месторождений полезных ископаемых от тех или иных геологических факторов — возраста и фаций отложений, воздействия различных интрузий, гидротермальной деятельности, тектонических элементов и пр. Отдельные месторождения описываются, главным образом, для иллюстрации тех групп и типов месторождений, которые могут быть выделены. Экономические условия использования на Северном Кавказе разных видов минерального сырья могут быть здесь рассмотрены лишь в самых общих чертах.

Материал во второй части распределен по основным группам минерального сырья: минеральное топливо, металлическое сырье, неметаллическое сырье и подземные воды. Кроме того, добавлена глава по вопросам инженерной геологии, где С. А. Шагоянцем сделана попытка провести инженерно-геологическое районирование Северного Кавказа.

Когда по инициативе академиков И. М. Губкина и А. Д. Архангельского в 1932 г. было предпринято составление серии «Геология СССР», у А. П. Герасимова уже был подобран огромный материал по геологии Кавказа. В качестве редактора IX тома он горячо взялся за дело и привлек к участию в нем весь коллектив работавших тогда на Кавказе геологов. Однако в последующие годы неясность задач всего издания и отвлечение многих из намеченных участников на другие работы затормозило составление IX тома. Только после сессии XVII Международного геологического конгресса в 1937 г. А. П. Герасимову удалось собрать весь заново переработанный материал для первой части тома. Вторая часть при этом несколько отставала, так как коллективы геологов районных управлений еще не удалось широко привлечь к участию в составлении тома.

Наступившие военные события надолго задержали составление тома.

Комитетом по делам геологии вновь были ассигнованы средства на составление тома. Редактором был назначен В. П. Ренгартен, а со-редактором — главный геолог Северокавказского государственного геологического управления Л. П. Харчук. К концу 1945 г. в качестве второго со-редактора был привлечен главный геолог Азово-Черноморского геологического управления С. П. Кривохатский.

Рассмотрение сохранившихся материалов показало, что вся вторая часть тома должна быть составлена заново. Что касается первой части, то редакторы считали своим долгом прежде всего подготовить к печати те разделы, которые были составлены самим А. П. Герасимовым. В «Истории исследований», в разделах стратиграфического описания — «Кембрийская система» и «Готландская система» — потребовались не-

Большинство изменений и добавления к тексту А. П. Герасимова. В «Общем обзоре вулканических явлений», «Общем обзоре тектоники», в описании «Тектоники центральной части северного склона» и «Тектоники Ставропольской возвышенности» при обработке текста выяснилась необходимость добавить рассмотрение многих новых фактов и новых идей, что и было выполнено Л. А. Варданянцем. Эти статьи помещены за подписью двух авторов — А. П. Герасимова и Л. А. Варданянца, для некоторых из них это было отмечено в рукописи самим А. П. Герасимовым.

Пять статей А. Л. Рейнгарда, скончавшегося в 1945 г., — «Физико-географическое описание», «Общий обзор четвертичной системы», «Континентальные отложения четвертичной системы», «Черноморские отложения» и «Геоморфология» — подготовлены к печати лишь с небольшими редакционными изменениями.

С прискорбием приходится отметить еще кончину И. Г. Кузнецова (в 1946 г.), успевшего, несмотря на тяжелый недуг, дать вполне законченные статьи по докембрийским отложениям и по докембрийским и палеозойским интрузиям и эффузиям.

Громадное большинство других статей по первой части тома было передано прежним авторам — В. Н. Робинсону, И. Г. Кузнецову, В. П. Ренгартену, В. Д. Голубятникову, Г. Я. Крымгольцу, Д. В. Дробышеву, А. Г. Эберзину, С. А. Гатуеву, В. В. Веберу, Л. А. Варданянцу, С. П. Соловьеву. Новые данные, эволюция точек зрения и более сжатый объем, установленный для тома, потребовали коренной переработки статей.

Наконец, для составления небольшого числа статей были привлечены новые авторы — Б. П. Жижченко, И. А. Коробков, С. М. Ильинский, Б. А. Алферов, А. В. Ульянов.

О коллективе авторов, участвовавших в составлении второй части тома, будет сказано в соответствующем месте.

При сводке огромного фактического материала и особенно при необходимости изложить результаты ее в сжатой форме, неизбежны пропуски и другие недочеты. Настоящее издание следует рассматривать в основном, как подведение итогов наших знаний о геологическом строении Кавказа за довоенный период. После войны выдвигаются новые задачи и наступает новый этап исследования геологии Кавказа. Редакция и составители надеются, что их труд поможет правильно поставить эти новые работы и добиться важных результатов как в научной области, так и в прикладных вопросах.

---

*Часть первая*

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ**

## Глава первая

# ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

---

Кавказ начал посещаться натуралистами очень давно, и естественно, что некоторые заметки и беглые указания по его геологии мы встречаем тогда, когда не существовало еще той вполне обособленной естественно-исторической дисциплины, которая теперь известна под именем геологии. Целый ряд иностранных путешественников XVIII столетия с Гюльденштедтом во главе, целый ряд экспедиций Академии Наук, возглавлявшихся Георги, Палласом, Фильком, Рейнегсом, Парротом, Купфером и другими, в конце XVIII и в первой четверти XIX столетия сообщают отрывочные сведения, частью фантастические и непроверенные, о горных породах, встреченных ими самими, или о таких, о которых им рассказывали другие. Но вполне понятно, что с течением времени, когда геология успела уже обособиться в самостоятельную отрасль знания, путешественники, посещавшие Кавказ, стали сообщать и более разнообразный и более достоверный материал по геологии этой сложной страны. В числе таких пионеров-геологов надо на первое место поставить Фредерика Дюбуа-де-Монпере, разностороннего наблюдателя (1299), который, исколесив Кавказ в конце тридцатых годов прошлого столетия, впервые сообщил в многотомном описании своего путешествия много интересных, хотя, конечно, совершенно отрывочных, данных и наблюдений. Он мало касался той части Кавказа, которая теперь входит в состав интересующих нас краев, но все же и здесь он кон-что видел и описал часть Черноморского побережья около нынешних Новороссийска и Геленджика, Военно-Грузинскую дорогу и окрестности Кисловодска; весьма интересно у него также описание Таманского полуострова, где, повидимому, в то время распределение воды и суши было совсем иным, чем теперь.

Примерно через 10 лет после Ф. Дюбуа, в половине сороковых годов, на Кавказе появляется Герман Абих, позже действительный член Российской Академии Наук. Оставаясь на Кавказе до конца семидесятих годов, этот неутомимый исследователь, истинный отец геологии Кавказа, во время своих работ, разбросанных по всему лицу обширной и в то время довольно труднодоступной страны, положил первые прочные основания геологическому изучению этого края. Правда, его исследования, его тонкая наблюдательность и широкий кругозор были преимущественно отданы Закавказью и лишь изредка захватывали северный склон хребта, почти не касаясь обширных предкавказских степей. Но и то небольшое, что было сделано Абихом на Северном Кавказе (профиль от Эльбруса до Бенгтау. 2; исследования в Дагестане, 1275; обзор некоторых ледников. 1271. и отдельные поездки), досих пор сохраняет свою ценность; во многих случаях оказываясь более верным и более точным, чем результаты некоторых более поздних исследований.

Мало внимания обращали на Северный Кавказ и в ту эпоху, когда более или менее одновременно с Г. Абихом начали свою работу геологи



и горные инженеры, привлеченные на службу Кавказским горным управлением в Тифлисе. Все же среди изданий Горного управления («Материалы для геологии Кавказа») есть несколько работ, касающихся Северного Кавказа и Дагестана. Среди них прежде всего следует назвать до сих пор не утратившие ни интереса, ни значения труды Н. Н. Барбот-де-Марни по геологии и полезным ископаемым Дагестана (71, 72) и по Карачаевскому серебро-цинково-свинцовому месторождению на Кубани (69). Сохранили некоторый интерес статьи А. М. Коншина о прикубанских месторождениях нефти (617), горячих минеральных источниках Восточного Кавказа, источниках северного склона (619, 620) и по геологии Черноморского побережья (618). Но уже чисто исторический интерес представляет описание Пятигорского края С. Симоновича, Л. Бацевича и А. Сорокина (1052), во многом уступающее более старым наблюдениям и выводам Г. Абиха.

Степи Предкавказья с их широкими возможностями сельскохозяйственной культуры, большими запросами по орошению, а отчасти и возникавшие от поры до времени проекты использования долины Маныча для устройства водного пути из Азовского моря в Каспий привлекали своих исследователей. Работы Н. Н. Барбот-де-Марни (74) и Н. Я. Данилевского (417) дали первые достоверные сведения о Калмыцких степях и Манычах, впоследствии еще более дополненные прекрасными описаниями Оммер-де-Элля (1310), посвященными Каспийским степям. Тот же Н. Я. Данилевский, также в конце шестидесятых годов, дал много интересных сведений о Кубанской дельте (418).

В горных областях северного Кавказа не было таких планомерных, как в Закавказье, региональных геологических съемок, однако не было и недостатка в отдельных, иногда очень крупных исследованиях. В числе первых следует упомянуть обширные исследовательские работы геолога Эрнеста Фавра (1302), давшего в 1875 г. первую связную картину геологического строения центральной части Большого Кавказа и его северных склонов между меридианами г. Дзауджикау (Владикавказ) и горы Эльбруса. Несмотря на то, что многие выводы Э. Фавра оказались неверными, его построения слишком схематичными, а тектонические воззрения устаревшими, — книга его сохраняет интерес и до сих пор, в особенности если воспользоваться теми дополнениями, которые содержатся в большой работе Е. Фурнье. Здесь имеется в виду докторская диссертация молодого ученого Е. Фурнье (1303), расширенного и дополненного в 1896 г., хотя и не всегда удачно, работы Э. Фавра.

Уже из этих давних сочинений и в особенности из приложенных к ним геологических карт можно получить довольно ясное общее представление о геологическом строении Северного Кавказа, главным образом его центральной части, о широком развитии там юрских и меловых отложений. Такую же роль для Восточного Кавказа, для Дагестана, сыграли работы Г. Абиха (1275), позже, в 1889 г., значительно дополненные исследованиями Яльмара Шёгрена (1349) и, особенно, уже упомянутыми трудами Н. Н. Барбот-де-Марни. Нельзя забывать, что работы Г. Абиха, а отчасти и Я. Шёгрена получили особенно большое значение благодаря тому, что значительная часть их фаунистических сборов была обработана трудами таких корифеев того времени, как М. Неймайр и В. Улит (1320), а позже Дм. Антула (1287). Растительные остатки, главным образом из нижней (угленосной) юры, попали в руки

Гёпперта (1307), а фауна этих отложений была впоследствии пополнена К. Ренцом (1335, 1336) во время его поездок по Дагестану.

Последующие работы русских ученых, сосредоточенные преимущественно опять-таки в центральной части северных предгорий и самого Главного хребта, во многом исправили, дополнили, уточнили и расширили данные, сообщенные ранее. Среди этих исследований одним из первых по времени и значению является обширный коллективный труд, вышедший под общей редакцией А. А. Иностранцева и заключающий как работы его самого, так и работы его сотрудников — Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Н. И. Каракаша и С. И. Стрешевского (547). Предпринятые, в связи с вопросом о постройке железнодорожной линии через так называемый Архотский перевал в долине р. Ассы, геологические исследования А. А. Иностранцева и его сотрудников не только осветили строение довольно большого района, не только вызвали несколько работ обобщающего характера, подобных «Исследованиям по теоретической петрографии и вулканизму» Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (705, 706) или «Меловым отложениям северного склона» Н. И. Каракаша (564), но послужили началом продолжительных исследований Ф. Ю. Левинсон-Лессинга по петрографии Кавказа. Длинный ряд работ и заметок Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и его учеников, в особенности Д. С. Белянкина, направлены к одной цели — выяснению петрологических особенностей и закономерностей в стране с необычайно сложной и длинной историей вулканической деятельности.

Наряду с этим, вопросы транскавказского железнодорожного строительства вызвали необходимость исследований и по ряду других перевалов через Главный хребет, в результате чего появились описания некоторых высокогорных областей в статьях П. П. Пятницкого, 1904—1905 г. (910, 911), и большое сочинение И. В. Мушкетова (770) о верховьях рр. Теберды и Чхалты в 1896 г.

Нельзя не упомянуть о том оживлении интереса к кавказской геологии, какой был вызван VII сессией Международного геологического конгресса в С.-Петербурге (1897 г.). Конечно, нельзя было ожидать, чтобы сами члены конгресса внесли что-нибудь новое и существенное, но некоторые параллели с западноевропейскими Альпами, выполненные такими мастерами, как Альберт Гейм (1309) или Марсель Бертрап (1288), невольно будили мысль и толкали все к большему углублению исследований разрезов и изучению тектонических особенностей Кавказа.

Геологические путеводители по различным маршрутам, написанные специально для этого конгресса Н. И. Каракашем (1311), А. М. Коншиным (1314), Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1317), К. Ф. Ругевичем (1340), как бы суммировали накопленный к тому времени запас сведений.

Нельзя обойти молчанием скромные, но нередко интересные результаты таких путешествий, как «открывшие» высокогорный Кавказ поездки Дугласа Френшфильда (1304), более поздние поездки Готфрида Мерцбахера — 1901 г. (1318) и Морица фон-Дечи (1293). Геологические материалы этих исследователей были обработаны видными специалистами — Бонней (1289), Л. фон-Аммон (1282), К. Папп (1323), Ф. Шафажик (1342) — и дали некоторые сведения о таких местах, которые иначе еще долго оставались бы неисследованными.

Покрытый дремучими лесами, почти лишенный населения, но блистающий красотою альпийских высот северо-западный конец Главного

хребта долго не привлекал к себе исследователей, оставаясь почти совершенно белым пятном на картах. Но позже отдельные поездки В. И. Воробьева (трагически погибшего там), а затем С. А. Конради и П. В. Виттенбурга доставили оттуда материалы, сразу обратившие на себя внимание Ф. Н. Чернышева (1221), определившего там и верхний палеозой и триас — отложения, которые до тех пор совершенно не были известны на Северном Кавказе. Впрочем, не мешает указать, что северо-западная оконечность Кавказа, к западу от р. Белой, и сейчас нам известна еще далеко недостаточно.

Заканчивая беглый обзор работ этого периода, необходимо упомянуть о многочисленных статьях И. Ф. Синцова (1054, 1055, 1056, 1057), взявшего на себя труд обработки материалов из буровых скважин, проведенных в равнинной области Кавказа. Работы И. Ф. Синцова позволили впервые до некоторой степени познакомиться со строением пространств, закрытых мощным чехлом послетретичных осадков (долины Манычей, низовое Прикумье, Затеречная равнина). Следует также отметить ряд палеонтологических работ И. Ф. Синцова с описанием меловой фауны Кавказа (1058). Необходимо вспомнить о работе П. А. Казанского по юрской фауне (554) и об его же работе по нижнемеловой фауне Дагестана (1913 г.), к сожалению, оставшейся незаконченной, но тем не менее содержащей богатый материал (555).

Все, что до сих пор сказано, касается, главным образом, горной части Северного Кавказа с его мезозойскими породами, интрузиями и лавовыми излияниями и почти не захватывает ни передовых хребтов, ни Предкавказской равнины с их третичными образованиями. Основательно затронутые работами Д. Л. Иванова, 1886—1887 гг. (527, 529), в Ставрополе, эти отложения, а в особенности расположенные южнее неогеновые, давно привлекали к себе внимание одного из крупнейших авторитетов в этой области — Н. И. Андрусова.

Много внимания и трудов было положено Н. И. Андрусовым, много блестящих страниц было им написано о геологической истории Понто-Каспийского бассейна, представшей в результате его трудов в совершенно новом свете.<sup>1</sup> Последовательные колебания уровня обширного замкнутого озера-моря, последовательная смена фаун и фаций, поздняя связь с Средиземным морем, распад на два самостоятельных бассейна — все эти геологические события нашли себе истолкование в работах Н. И. Андрусова.

Особенно детально была разработана стратиграфия неогена, с точным определенным возрастом горизонтов и проведением параллелей для разрезов различных мест. Только значительно позже в концепции Н. И. Андрусова стали вноситься изменения. Но все же работа Н. И. Андрусова громадна, и лишь благодаря сделанному им можно было не только точно картировать неогеновые толщи различных районов, но и поставить пред собою те сложные вопросы, которые в наши дни особенно волнуют многих, занимающихся кавказским и южнорусским неогеном.

Если работы Н. И. Андрусова помогли разобраться в сложной стратиграфии неогена, то совсем иная судьба была у палеогеновых толщ. Литологически на больших пространствах однообразные, казавшиеся почти немymi фаунистически, толщи эти только в последнее время

<sup>1</sup> Здесь не дается исчерпывающих ссылок на работы Н. И. Андрусова, как и для большинства далее упоминаемых работ, так как все они указаны в соответствующих главах тома.

получили более или менее доказанные возрастные определения. Обычно палеоген Северного Кавказа делят на две толщи — майкопскую и фораминиферовую — и приписывают первой возраст олигоцена — нижнего миоцена, а второй — эоцена и палеоцена. Но подобные определения, основанные на сравнительно небогатой фауне, слишком суммарны и недостаточны для решения важных практических вопросов, связанных именно с палеогеном. Это обстоятельство побудило в последние годы подвергнуть палеогеновые отложения особо тщательным исследованиям, уже успевшим принести довольно серьезные результаты, главным образом, благодаря работам Нефтяного института.

К началу XX в., когда и Геологический комитет смог, наконец, заняться изучением Кавказа, материала было собрано много, но он был разбросан, частью носил неравноценный характер и не давал общей картины ни в стратиграфическом, ни, особенно, в тектоническом отношении. Данные, имевшиеся по различным районам, трудно увязывались друг с другом, возрастное положение многих групп отложений было или совсем не выяснено или очень неопределенно, по тектонике почти совсем не имелось данных, картографический материал был весьма скуден.

Новый период работ начался с частных вопросов, поставленных настоячивыми требованиями жизни и промышленности. Прошло немало времени, прежде чем стали вырисовываться основные и общие черты строения Кавказа. Одно было с самого начала новым в этом периоде работы: геологическое картирование, нанесение на карту всех результатов геологических наблюдений, — прием, который, как уже указано, в предшествующее время применялся далеко не часто.

Поставив перед собой задачу изучения нефтеносных районов Кавказа, Геологический комитет начал в 1902 г. под руководством Н. А. Соколова исследования в Грозненском районе (Е. М. Юшкин, позже К. П. Калицкий), в окрестностях Махач-кала (тогда Петровска) и Буйнакска (тогда Темир-Хан-Шуры) — К. П. Калицкий, вблизи Дербента и к северу от него (Д. В. Голубятников) и около ст. Килязи и Хидерзинде (С. К. Квитка). Затем эти исследования постепено и в разное время были распространены на Новогрозненский район (К. А. Прокопов), передовые восточные хребты (К. А. Прокопов, Н. А. Кудрявцев), Черные горы (К. А. Прокопов, Л. А. Гречишкин, А. А. Худиев, Н. А. Кудрявцев, Б. А. Алферов), Манычский район (Б. А. Алферов, В. А. Кузнецов) и Кубанскую область (К. И. Богданович, С. И. Черноцкий, К. А. Прокопов, И. М. Губкин) с Таманским полуостровом (И. М. Губкин), словом — на все такие районы, нефтеносность которых или уже была доказана, или предполагалась. Хотя исследования нефтеносных районов нельзя еще считать законченными, но уже проделанные работы, в которых участвовал Московский нефтяной институт (А. Д. Архангельский, А. Н. Розанов, Н. С. Шатский, В. А. Долицкий, Н. Н. Тихонович) и которые продолжались Нефтяным геолого-разведочным институтом (Н. Ю. Успенская, И. О. Брод, Н. М. Маркин и др.), Грознефтью (М. Г. Танасевич, Н. Д. Елин, М. М. Жуков, А. Шаповалов и др.) и Центральным научно-исследовательским геолого-разведочным институтом (В. Д. Голубятников), дали настолько много, что по крайней мере основные черты геологии этих нефтеносных районов, а следовательно, и третичных отложений вообще, можно уже считать выясненными. Надо при этом учесть и некоторые другие работы, не связанные с нефтяной геологией, как, например, работы Ставро-



польского земства (А. П. Иванова, А. Д. Стопневич, В. В. Богачев), некоторые работы Академии Наук (С. А. Гагуева, А. Г. Эберзин) и др.

Остается дальнейшая детализация, а вместе с тем возникают попытки распространить полученные данные на лежащие к северу области, закрытые мощным четвертичным чехлом. Интересны в этом отношении работы Грознефти с применением новейших методов геофизических исследований (В. А. Сельский, Шлюмберже и его сотрудники). Начальный период этих нефтеносных исследований, когда они велись под общим руководством Н. А. Соколова, не всегда ограничивается равнинными и предгорными областями, иногда он захватывал и высокогорье. Таковы исследования К. И. Богдановича в Юго-Восточном Дагестане и в Северо-Восточном Азербайджане, в районе Шах-дага, р. Самура и его притоков и в системе Дибрара. Работы К. И. Богдановича следует выделить, потому что в них мы впервые находим попытки разобраться в запутанной стратиграфии и сложной тектонике высокогорья, применить к Кавказу новейшие (в то время) идеи альпийской геологии.

Вторая область, куда требования практической жизни направили работы Геологического комитета, была область Кавказских минеральных вод. Широко поставленные работы, впоследствии вылившиеся в площадное исследование Приэльбрусского района (А. П. Герасимов, А. Н. Огильви, Я. В. Лангваген, Н. Н. Славянов, позже С. П. Соловьев), дали возможность не только довольно подробно изучить толщи палеогена и мезозоя, но и впервые установить на Кавказе образования нижнего и среднего палеозоя и докембрия, а также выяснить основные черты вулканической деятельности Эльбруса. Особенно подробно мезозой, главным образом меловые отложения, был изучен В. П. Ренгартемом в районе Налчика. В это же время (начало второго десятилетия нашего века) в разных местах и разными лицами (А. Л. Рейнгард, А. П. Герасимов, В. П. Ренгартен) впервые были собраны достоверные данные, свидетельствующие о многократном оледенении Кавказа, — вопрос, который внимательно изучают и горячо обсуждают и до сих пор.

Если учесть работы И. И. Никшича в мезозойских отложениях в бассейне р. Белой и вспомнить открытие В. Н. Робинсоном угленосного карбона по р. Малой Лабе, в уроч. Черноречье, впоследствии в 1916 г. прослеженного до р. Кубани (И. И. Никшич, В. Н. Робинсон, А. Н. Криштофович, А. Д. Стопневич), то этим, можно сказать, исчерпывается вся сумма фактов, накопленных до революции.

Возможность более углубленного изучения геологии Кавказа и, главным образом, его горных и высокогорных областей явилась только в 1916 г., когда Геологическим комитетом были организованы так называемые территориальные секции, занимавшиеся изучением какой-либо области и имевшие задачей возможно быстрое составление обзорных геологических карт соответственных областей в более или менее крупном масштабе. Кавказской секции с самого начала было ясно, что систематическая детальная съемка Кавказа, планшет за планшетом в одностороннем масштабе (1:42 000, позже 1:50 000) потребует затраты огромного времени, больших средств, привлечения значительного количества лиц и затянет на очень долгий срок основную задачу — составление обзорной карты. Поэтому было решено обратиться к возможно более подробному изучению нескольких поперечных раз-

резов («пересечений») через всю страну, чтобы, получив ряд основных профилей и построив основные стратиграфические и тектонические схемы, можно было позже распространить полученные данные на промежуточные пространства с помощью более легких экскурсий. Пересечения эти начали выполняться уже в 1917 г., затем они, ввиду наступивших событий, прекратились; возобновились они в широком масштабе в 1923 г., а закончились через десять лет — в 1933 г. Выполнены были следующие пересечения:

- 1) вдоль Армавиро-Туапсинской железной дороги — О. С. Вялов;
- 2) вдоль р. Белой — И. И. Никшич (начиная с мезозоя осталось незаконченным);
- 3) по меридиану рр. Малой и Большой Лабы, с разъездами в стороны — В. Н. Робинсон;
- 4) по меридиану Кубани — Г. П. Агалин;
- 5) по меридиану Кисловодска, вокруг Эльбруса и в верховьях р. Баксана с притоками, сначала — А. П. Герасимов, позже — С. П. Соловьев;
- 6) по меридиану р. Черема, сначала — В. П. Ренгартен, позже — И. Г. Кузнецов;
- 7) по меридиану Ардона, по трассе перевальной через Кавказский хребет железной дороги, сначала — В. Н. Соловьев, потом — Л. А. Вадьяниц: в 1932 г. — перевальная партия, под общим руководством И. Г. Кузнецова, в составе Г. П. Агалина, Е. В. Кузнецовой, Ф. Л. Мани, В. М. Дервиз, Р. Э. Квятковского и др.;
- 8) по Военно-Грузинской дороге — В. П. Ренгартен;
- 9) по меридиану рр. Сулака и Кара-Койсу, сначала — Л. С. Либрович, позже — Д. В. Дробышев;
- 10) вдоль побережья Каспийского моря от Махач-кала до р. Самура — В. Д. Голубятников.

За этот же срок почти закончена, по листам пятиверстной карты Кавказа, геологическая съемка Предкавказской равнины (В. П. Колесников, С. А. Гатуев, П. А. Православлев, В. А. Кузнецов).

Десять летних кампаний, в течение которых были выполнены некоторые работы и вне «пересечений», дали настолько много новых данных, настолько расширили и уточнили наши сведения о геологии Северного Кавказа, что теперь можно уже говорить об общей схеме его геологического состава и тектонического строения. Уже к концу 1930 г. оказалось возможным выпустить составленную по данным на 1 января 1929 г. новую геологическую карту всего Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000, резко отличающуюся от всех ранее появлявшихся геологических карт этой страны. Собранный материал еще в 1926 г. позволил В. П. Ренгартену опубликовать обзорную работу по тектонике Кавказа, значительно дополненную и расширенную им в 1928 г. Общий обзор достигнутых в изучении Кавказа успехов был дан А. П. Герасимовым в том же 1928 г., когда основные черты строения можно было считать уже более или менее выясненными; позже такой же обзор был сделан им в 1935 г.

Нам остается осветить последний период в истории геологического изучения Северного Кавказа — от 1933 г. до подготовки к опубликованию настоящего издания. Здесь не придется входить в подробности и останавливаться на достижениях и идейном содержании отдельных работ, так как именно эти достижения и эти идеи составляют основное содержание настоящего тома.

Характерной чертой последнего этапа является одновременная постановка исследовательских работ разными учреждениями и организациями — центральными и местными. Отсюда и разносторонность этих работ, и разнообразие поставленных задач и некоторая пестрота методики. Но зато число работающих на территории Северного Кавказа геологов чрезвычайно увеличивается. Количество собираемых фактических материалов растет с огромной быстротой. Открываются широкие возможности для обобщений, и такие обобщающие работы появляются по различным отделам геологического познания страны.

ЦНИГРИ, позднее переименованный во Всесоюзный геологический институт (ВСЕГЕИ), охватывает особенно широко разнообразные вопросы геологии Северного Кавказа. Под общим руководством председателя Кавказской секции этого института А. П. Герасимова ведутся геолого-съемочные работы с целью составления отдельных листов детальной геологической карты, а также готовится новое издание сводной геологической карты Кавказа. Выполняются стратиграфические и палеонтологические работы. Разрабатываются темы по тектонике, петрографии, геоморфологии, металлогении, по рудным месторождениям и инженерной геологии.

Академия Наук СССР силами Института геологических наук, Палеонтологического института и Кавказской комплексной экспедиции ООПС проводит разнообразные исследовательские и тематические работы в Центральном Кавказе, на Черноморском побережье и на Тамани. Ведется геологическая съемка, разрабатываются вопросы стратиграфии, палеонтологии, тектоники, петрографии, металлогении. Под руководством академика А. Д. Архангельского изучаются условия выхода минеральных источников Сочинско-Мацестинского района.

Крупный вклад в дело познания геологического строения Северного Кавказа вносится Ленинградским нефтяным геолого-разведочным институтом. Ставятся крупномасштабные геолого-съемочные работы, разрабатываются вопросы стратиграфии меловых и третичных отложений, подкрепляемые изучением фауны и, особенно, микрофауны. Предпринимаются литолого-минералогические исследования.

Из районных геологических управлений особенно широко ставит геолого-съемочные работы Северокавказское геологическое управление. Заканчивается составление целого ряда листов детальной геологической карты на Восточном Кавказе, в Осетии, Кабарде и Ставрополье. Составляются также сводные геологическая и литологическая карты Северокавказского края. Поисковые и геолого-разведочные работы выполняются по юрским углям, по рудным и неметаллическим полезным ископаемым.

В Азово-Черноморском геологическом управлении, в работах которого принимают участие силы Ростовского-на-Дону университета и Новочеркасского индустриального института, геолого-съемочные работы разворачиваются в меньшем масштабе, но более углубленно ведется изучение петрографии интрузивных пород западной части Центрального Кавказа и минералогии связанных с ними рудных проявлений. Разрабатываются темы по палеонтологии и геоморфологии. Но особенно много появляется работ по описанию рудных месторождений и по гидрогеологии.

Очень крупные геолого-съемочные работы разворачивает геолого-разведочная контора Грознефти, охватив не только Передовые хребты, но и все третичные предгорья в Черных горах и в Дегестане до

р. Самура. В результате этих работ были изданы сводные геологические карты всей этой зоны. В целой серии напечатанных сборников опубликованы исследования по стратиграфии, палеонтологии, тектонике и нефтеносности той же области и более отдаленных районов Предкавказья.

Значительные работы геолого-съемочного характера выполнены также геолого-разведочной конторой Майнефти в Северо-Западном Кавказе, но опубликованы пока только небольшие статьи и заметки.

Работы геологического отдела Цветметразведки и Тирнауэкомбината выражались крупномасштабными съемками в районах полиметаллического и редкометального оруденения и анализом добытых при разведках материалов, в результате чего было напечатано большое количество статей с описанием месторождений.

Геологическое бюро треста Союзгаз провело большие геолого-поисковые работы в Северо-Западном Кавказе и в Дагестане и опубликовало результаты их в ряде сборников «Природные газы».

Очень ценные результаты были получены по вопросам стратиграфии, тектоники и геоморфологии при детальном геолого-съемочных работах в районе Кавказских минеральных вод несколькими отрядами, организованными Московским геолого-разведочным институтом под руководством Е. В. Милановского.

За время с 1933 до 1941 г. (до начала Отечественной войны) было опубликовано большое количество научных трудов, статей и заметок, излагающих результаты рассматриваемого плодотворнейшего периода в изучении геологии Северного Кавказа. Эти материалы, особенно мелкие, но иногда очень ценные статьи, разбросаны по многочисленным периодическим и непериодическим изданиям. Для облегчения читателей перечислим важнейшие из них.

1. Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения, Л.
2. Труды ЦНИГРИ, потом ВСЕГЕИ, Л.
3. Материалы ЦНИГРИ, потом ВСЕГЕИ, Л.
4. Записки Всеросс. минералогического общ., Л.
5. Труды Института геологических наук Академии Наук СССР, М.
6. Известия Академии Наук, серия геологическая, М.
7. Доклады Академии Наук СССР, М.
8. Труды Палеонтологического института Академии Наук СССР, М.
9. Труды СОПС и Петрографического института Академии Наук, серия северокавказская, М.
10. Сборник Природные ресурсы Дагестана, СОПС, Академии Наук СССР, М.
11. Петрография СССР, серия II. Монографии Академии Наук СССР, М.
12. Стратиграфия СССР, Академия Наук СССР, М.
13. Труды Нефтяного геолого-разведочного института, Л.
14. Информационные сборники ИГРИ, Л.
15. Бюллетени Московского общества испытателей природы, М.
16. Минеральное сырье, М.
17. Советская геология (ранее Проблемы Советской геологии), М.
18. Разведка недр, М.
19. Труды геологической службы Грознефти, Грозный.
20. Грозненский нефтяник, Грозный.
21. Труды Северокавказской конференции геологов-нефтяников.
22. На фронте индустриализации, Ростов-на-Дону.
23. Ученые записки Ростовского-на-Дону Университета, Ростов-на-Дону.
24. Известия Новочеркасского индустриального института.
25. Материалы по геологии и полезным ископаемым. Азово-Черноморский геологический трест. Ростов-на-Дону.
26. Труды I Азово-Черноморской краевой геологической конференции, Ростов-на-Дону, 1935.
27. Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, Пятигорск.

28. Известия Государственного географического общества, Л.
29. Труды комиссии по изучению четвертичного периода (АИЧПЕ), Л.
30. Ученые записки Ленинградского государственного университета; серия геолого-почвенных наук, Л.
31. Труды Ленинградского общества естествоиспытателей, Л.
32. Записки Ленинградского горного института, Л.
33. Природные газы. Трест Союзгаз, Л.
34. Известия Северокавказского педагогического института, Владикавказ.
35. Сборники трудов Института цветных металлов в г. Орджоникидзе (Владикавказ), М.
36. Труды XVII сессии Международного геологического конгресса.
37. Экскурсия Международного геологического конгресса, XVII сессия, 1937.
38. Материалы к XVII сессии Международного геологического конгресса в СССР, 1937, изд. Грознефтекомбината.

Четыре года Отечественной войны, особенно тот период, когда почти вся территория Северного Кавказа была охвачена военными действиями, тяжело отразились на научно-исследовательских работах и на возможности опубликования результатов довоенных работ. В частности, остались неопубликованными многие крупные работы. В результате военных действий сильно пострадали также фонды многих геологических учреждений.

Почти каждый раздел настоящего тома включает обзор главнейших работ по соответствующим вопросам. Поэтому мы отметим здесь только фамилии авторов, опубликовавших свои работы за последние 10—12 лет. Пользуясь этими списками, легко будет в алфавитном указателе литературы отыскать соответствующие новейшие работы.

Геологической съемкой охвачена вся территория Кавказа. Это дало возможность ВСЕГЕИ составить и перед войной отпечатать на Картографической фабрике Комитета по делам геологии при СНК СССР геологическую карту Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000 в листах международной разбивки с краткими объяснительными записками (360, 501, 981, 1107). С некоторыми исправлениями эта карта переиздана на четырех листах и приложена к настоящему тому. В 1945 г. ВСЕГЕИ составлена также комплексная геологическая карта Кавказа в масштабе 1 : 1 500 000. Основой для этих карт и для карт более крупного масштаба, составленных Северокавказским ГГУ, а для Северо-Западного Кавказа — НИГРИ (А. В. Ульянов), служат более детальные геологические съемки: сводка последних для всего Северного Кавказа еще не закончена. Выполнены и опубликованы сводки для Передовых хребтов, Черных гор (А. А. Хуциев) и для предгорного Дегестана (И. О. Брод и Н. Ю. Успенская). Кроме того, краткие обзоры геологического строения больших областей даны в работах Г. П. Алферьева, Д. В. Дробышева, В. Д. Голубятникова, М. М. Жукова, В. П. Ренгартена, В. Н. Робинсона и П. И. Степанова.

По стратиграфии и палеонтологии за последние 12 лет опубликовали работы и статьи следующие авторы.

По докембрию — А. П. Герасимов, И. Г. Кузнецов, С. П. Соловьев.

По палеозою — И. И. Бессонов, М. Д. Залесский, А. П. Кичапов, А. Г. Кобилев, Б. К. Лихарев, А. А. Медведюк, П. В. Петров и В. Н. Робинсон.

По триасу — А. С. Моисеев и В. Н. Робинсон.

По юре — М. Г. Барковская, Л. А. Варданянц, О. С. Вялов, В. Д. Голубятников, О. К. Григорьева, Д. В. Дробышев, М. А. Зубащенко, С. С. Кузнецов, Г. Я. Крымголыц, Н. П. Луппов, В. М. Пац, В. Ф. Пчелинцев, В. П. Ренгартен, Л. Н. Розанов, Н. К. Русанов и др.

По мелу — Д. В. Дробышев, М. Ф. Глесснер, В. Д. Голубятников, Н. С. Золотницкий, Б. М. Келлер, Л. Е. Наливайко, В. П. Ренгартен, Л. Н. Розанов, В. А. Сермягин, О. И. Шмидт.

По третичной системе — А. И. Аргиропуло, Н. Д. Бакланова, Е. И. Беляева, В. В. Богачев, А. К. Богданович, А. А. Борисьяк, Н. Б. Вассоевич, А. А. Герке, М. Ф. Глесснер, В. Д. Голубятников, Ф. Ф. Голынец, Н. А. Григорович-Березовский, Б. П. Жижченко, Н. С. Золотницкий, П. И. Зыков, З. Иванов, П. К. Иванчук, Т. И. Казмина, Б. М. Келлер, В. П. Колесников, И. А. Коробков, С. Т. Коротков, В. А. Кузнецов, Е. В. Ливеровская, Н. М. Маркин, Ю. А. Орлов, М. В. Павлова, И. В. Палибин, В. Л. Погуляйченко, К. А. Прокопов, В. П. Ренгартен, Б. Б. Родендорф, А. Н. Рябинин, В. П. Смирнов, Н. Н. Субботина, Н. Ю. Успенская, Н. Ф. Фролов, А. А. Хуциев, И. А. Шамрай, А. В. Швейер, Н. М. Шерстюков, Г. Ф. Шнейдер, В. А. Шохина, А. Г. Эберзин и др.

По четвертичной системе — В. Д. Голубятников, В. И. Громов, М. М. Жуков, А. И. Москвитин, А. Л. Рейнгард, М. Ф. Филиппова, Е. В. Шапцер и др.

Вопросам геоморфологии посвятили свои работы И. О. Брод, Л. А. Варданянц, В. Гейброк, Н. П. Георгиевский, М. М. Жуков, А. Л. Рейнгард, И. И. Чеботарев, С. И. Щукин и др.

По вопросам вулканизма и петрографии кристаллических пород опубликовали работы И. Я. Баранов, В. П. Белоусова, Д. С. Белянкин, И. И. Бессонов, Л. А. Варданянц, Т. М. Дембо, Е. Н. Дьяконова-Савельева, Г. М. Ефремов, Н. Е. Ефремов, Н. А. Игнатьев, М. И. Ициксон, А. Г. Кобылев, М. М. Кобышева, Е. В. Кузнецова, И. Г. Кузнецов, А. И. Левенко, В. В. Орлов, Л. И. Пазюк, Т. Н. Проценко, К. Н. Прядкин, Д. П. Сердюченко, И. Д. Стороженко, Г. Ф. Турлей, Л. В. Хмельевская, П. Н. Чирвинский и др.

По минералогии напечатали работы Д. В. Абуев, Д. С. Белянкин, Л. А. Варданянц, Н. Е. Ефремов, М. И. Ициксон, А. Г. Кобылев, Н. А. Кольцов, Е. В. Кузнецова, И. Я. Микей, Д. П. Сердюченко, И. Н. Ситковский, С. П. Соловьев, С. И. Талдыкин, П. М. Татаринцов и А. Е. Ферсман.

Широко вопросы тектоники Кавказа трактуются в большой монографии В. В. Белоусова (80) и в ряде его статей, посвященных колебательным движениям земной коры. Новые точки зрения мы находим в работах Л. А. Варданянца (201, 204, 205, 206) и М. М. Тетяева (1136). Вопросы геотектонического районирования посвящены статьи В. П. Ренгартена (961) и Л. А. Варданянца (219). Кроме того, по вопросам тектоники и гравиметрии опубликовали работы А. А. Борисов, И. О. Брод, А. П. Герасимов, В. Д. Голубятников, А. Д. Ершов, П. П. Заборинский, С. П. Полетаев, А. Л. Рейнгард, Л. Н. Розанов, Е. А. Розова, Е. А. Старобинец, А. Н. Степанов и др.

Что касается минеральных ресурсов Северного Кавказа, то для составления соответствующих глав и разделов настоящего тома использованы огромные фондовые материалы районных геологических управлений. Нам все же кажется полезным перечислить здесь фамилии тех исследователей, которые отразили результаты своих работ в печати за последние 10—12 лет. Полезным изданием является библиографический указатель «Природные ресурсы Азово-Черноморского края» (854), а также работы И. А. Григоровича-Березовского, А. Г. Кобылева, С. П. Кривоухатского, Г. А. Максимовича, Н. И. Сидоруполо и Т. И. Тарасова.

Нефтяной геологии посвятили работы Б. А. Алферов, П. И. Аникин, И. О. Брод, Д. И. Гритчин, Н. Д. Елин, П. П. Забаринский, П. К. Иванчук, А. Н. Кожушко, А. Я. Кремс, К. А. Прокопов, В. П. Ренгартен, М. Н. Саидов, Г. М. Сузарев, А. В. Ульянов, Н. Ю. Успенская, С. Ф. Федоров, А. А. Хуциев и др.

По горючим и благородным газам напечатали работы В. В. Белоусов, И. О. Брод, Б. Н. Викторов, В. Д. Голубятников, М. С. Горюнов, А. И. Доладугин, Д. В. Дробышев, Я. Г. Иващенко, В. С. Максимов, Н. Н. Ростовцев, Н. Ю. Успенская и др.

По углю и горючим сланцам опубликовали работы Д. В. Дробышев, А. С. Егоров, Б. А. Кисляков, А. А. Макаренко, Г. А. Максимович, С. И. Мешалкин, В. В. Мокринский, Т. Д. Покотило, Н. И. Цибовский.

Вопросам металлогении, месторождениям черных и цветных металлов и редких элементов посвящено очень много работ. Назовем следующих авторов: Д. В. Абуев, А. М. Андреюк, С. М. Андронов, М. С. Баклаков, Л. А. Варданянц, Ф. И. Вольфсон, Л. Б. Громов, И. Т. Дайхес, Г. М. Ефремов, Н. Е. Ефремов, А. Г. Кобылев, А. А. Корженевский, Е. В. Кузнецова, И. Г. Кузнецов, С. С. Кузнецов, А. Ш. Курбанов, К. П. Лягин, Л. Н. Пламеневский, И. А. Пудовкина, В. И. Родионов, Б. Н. Рожков, П. С. Саакян, Д. П. Сердюченко, И. Н. Ситковский, И. А. Смирнов, И. Д. Стороженко, С. И. Талдыкин, Н. И. Тамбовцев, В. В. Чернышев, И. С. Щеплыкин и др.

Не менее многочисленны работы, освещающие неметаллические полезные ископаемые. Авторами их являются: М. С. Баклаков, В. Баранов, В. П. Белоусова, Н. С. Боганик, В. П. Воинов, В. Д. Голубятников, М. Б. Григорович, П. Г. Добровольский, Д. В. Дробышев, Г. М. Ефремов, Н. Е. Ефремов, В. П. Ильинский, Г. Кожевников, П. И. Козорезов, Г. Красусский, С. П. Кривохатский, М. И. Куадже, А. Ш. Курбанов, И. М. Курман, Г. А. Максимович, И. Я. Микей, Н. Ф. Покровский, И. Ф. Сазонов, П. С. Самодуров, И. А. Собиев, А. Г. Титов, Б. М. Федоров, И. А. Шамрай, М. А. Шестаков и др.

По подземным пресным и минеральным водам опубликовали работы В. А. Александров, Г. П. Алферьев, С. А. Гатуев, В. Д. Голубятников, А. Гревизирский, Н. А. Григорович-Березовский, Л. К. Давыдов, Я. Г. Иващенко, Н. К. Игнатович, А. П. Колесник, Л. В. Комлев, Я. В. Лангваген, К. П. Левицкая, Г. А. Максимович, Н. Ф. Покровский, И. А. Собиев, И. И. Чеботарев, А. И. Чернцов, Э. Штебер и др.

Наконец, по вопросам инженерной геологии напечатали работы и статьи В. А. Демьяненко, М. В. Заленский, Е. Е. Керкис, В. Н. Пиров, В. Е. Родионов, И. И. Чеботарев и др.

## ГРАНИЦЫ И РЕЛЬЕФ КРАЯ

Описываемая в настоящем томе территория Краснодарского и Северокавказского краев и Дагестана по характеру рельефа разделяется на две части: северную — равнинную и южную — горную.

Равнинная часть, известная под общим названием Предкавказской равнины, отделяется от Ростовской области широкой Манычской долинообразной низиной, идущей от устья р. Кумы в северо-западном направлении до долины Дона и сливающейся с последней километрах в десяти выше Ростова. Представлявшая в третичное и четвертичное время морской пролив, во второй половине ледникового периода временами, повидному, реку, — в настоящее время Манычская низина распадается на две части, разделенные незаметным водоразделом (+24,5 м), образованным в недавнее геологическое время наносами р. Калауса. Таким образом возникли два Маныча, относящиеся — один к бассейну Азовского моря, другой — к бассейну Каспия. Первый, более длинный и широкий, представляет цепь обширных, но мелких озер, соединенных между собой протоками, во второй половине лета иногда пересыхающими. Наибольших размеров (до 100 км длины) достигает оз. Маныч, или Гудило.

Восточный Маныч со своими полупресными и солеными озерами служит нижним течением рр. Калауса и Кумы.

Предкавказская равнина от ложбины Маныча медленно повышается в южном направлении к Кавказским горам — от 8—10 м абсолютной высоты у Манычской низины до 600—700 м у края гор. К югу все яснее обособляются две части равнины — на восток Кумско-Терская, или Прикаспийская, и на запад Азовско-Кубанская, разделенные Ставропольской возвышенностью, лежащей приблизительно посредине между обоими морями. Высшая точка последней — столообразная гора Стрижамент (к югу от Ставрополя) достигает 827 м высоты. На севере, на востоке и на западе Ставропольская возвышенность незаметно сливается с равниной, на юге круто обрывается к долине Кубани, проходящей здесь в общем в широтном направлении. Центральная часть возвышенности размыта и расчленена разветвленными верховьями террасированных долин Большого Егорлыка и Калауса на ряд изолированных столовых вершин (Стрижамент, Недреманная, Сейва и др.). Восточный склон возвышенности прорезан рядом параллельных широких степных долин-балок, ведущих к долине Кумы.

К югу от Ставропольской возвышенности и немного восточнее ее лежит область лавколитов Пятигорья. Здесь ровная степь поднимается на юг несколько круче, и на ней начинают вырисовываться уступы, обраченные своими обрывами к югу. Характерный вид этой равнине, разрезанной довольно глубокими долинами системы р. Подкумка, придают



группы гор — лакколлитов, достигающих высшей точки в вершине многоглавого Бештау (1392 м). Вокруг последнего группируются довольно высокие горы Машук (922 м), Железная, Развалка, Шелудивая, Змеевая (995 м), несколько подалее — горы Бык, Верблюд, Лысая, Кокуртлы и Сюереше, а к югу — Юца, Джуца и Золотой Курган. На юге равнина постепенно переходит в вершинные поверхности Дарьинских высот и Джинальского хребта.

Горная часть обоих краев охватывает северный склон Кавказа, но южная граница краев не везде совпадает с линией Главного кавказского водораздела. Западнее р. Псоу к Краснодарскому краю относятся и южный склон Кавказа, включая бассейн р. Мзымты. С другой стороны, верховья Терека выше сел. Ларс, верховья рр. Ассы, Аргуна и часть верховьев Андийского Койсу лежат вне пределов Северокавказского края.

Сложная система Кавказских гор состоит из ряда более или менее параллельных друг другу хребтов, преимущественно эрозионного происхождения, в общем северо-западного простирания, за которыми, еще со времени первых исследователей Кавказа, утвердились названия Главного, Передового, Скалистого и Черных гор.

Наиболее приложимо понятие Главный хребет к участку Главного водораздела Большого Кавказа, протяжением около 250 км, между горой Пшиш (3788 м) в верховьях р. Большой Лабы и горной группой Адай-хох. Это — наиболее высокая часть водораздела, сложенная гранитами и докембрием. Но и здесь водораздел часто проходит то к югу, то к северу от наиболее высоких гор.

Западная часть Главного водораздела от устьев Кубани до г. Чугуш (3240 м) в верховьях р. Белой образует извилистую линию, то приближающуюся к берегу Черного моря, то удаляющуюся от него, в зависимости от того, северные или южные реки врезались дальше в горы.

У группы Адай-хох главный водораздел переходит на более южный хребет Халаца (3937 м)-Зикара (3828 м) и дальше образует извилистую линию, на которой расположены Крестовый и Квенатский перевалы и все более и более понижающиеся вершины до горы Дибрар (2210 м) на крайнем юго-востоке.

Под именем Передового хребта Г. Абих<sup>1</sup> обозначил цепь горных массивов к востоку от горы Адай-хох до группы гор Кури и Шино, т. е. восточное продолжение Главного хребта в узком смысле. Здесь расположены вершины, разделенные поперечными долинами рек, идущих с главного водораздела: Тепли (4423 м), Колкай-хох (4778 м), Казбек (5043 м), Кури (4090 м) и Шино (4429 м). Еще восточнее на продолжении той же цепи расположены вершины Гвелис-мта (3668 м), Тебулос-мта (4508 м), Диглос-мта (4276 м), быт может, Бочек (4135 м) и Дюльты-даг (4122 м). Все они превышают высшие точки Главного водораздела.

В Центральном Кавказе впереди Главного водораздела расположены горные массивы и хребты Джайлык-баши (4541 м), Дых-тау (5198 м), Коптан-тау (5145 м) и Дигорский хребет (гора Сукаң-баши, 4430 м).

Характерной чертой рельефа Северного Кавказа является почти исключительное господство поперечных долин; продольные долины первичного характера встречаются лишь по концам горной системы, в сла-

<sup>1</sup> У Г. Абиха (1279) он называется еще Боковым хребтом.

бой степени они выражены на западе, лучше — на востоке (рр. Самур, Рубас-чай). Продольные же участки поперечных долин Центрального Кавказа, как, например, по рр. Ардону, Фиаг-дону, представляют естественные разрастания боковых долин в полосе более рыхлых, раздробленных тектоническими процессами пород, приводящие иногда к перехвату соседних долин. Вследствие этого в западной и центральной частях Кавказа не только так называемый Главный хребет к востоку от р. Ардона и Передовой хребет, но и все остальные параллельные им цепи гор разбиты на отдельные короткие хребты и массивы.

Скалистым хребтом называют цепь известняковых массивов, отделяющихся от Главного хребта системой моноклинальных продольных долин. С запада на восток можно назвать следующие вершины, образованные моноклинально залегающей толщей верхнеюрских известняков: Шолох (1685 м), Больше-Баранаха (1703 м), Джица (1610 м), Джангур (Бермамыт, 2631 м), Канджал (2924 м), Инал, Ит-кая-баши (3193 м), Кара-кая (3611 м), Ваза-хох (3529 м), Кион-хох (3423 м), Кариу-хох (3433 м), Тбау-хох (3021 м), Мады-хох, или Мат-лам (3004 м), Гайкомд (3183 м), Цорей-лам (2977 м) и др.

На южном склоне Большого Кавказа в пределах Краснодарского края тоже имеются параллельные хребты, причем здесь эрозия лучше выработала продольные долины, отделяющие их от главного водораздела. И здесь эти долины являются результатом попятной эрозии боковых притоков поперечных долин вдоль зон тектонических нарушений и речных перехватов. Из параллельных хребтов следует указать диабазовую цепь Ачишко (2364 м), Аибга (2455 м), Агесты (3260 м), затем известняковые хребты Ауль-Амуко (1920 м), Иегош-Ахцу. Ближе к морю идет прибрежная полоса предгорной лестницы (*Piedmonttreppe*), — ряд террасообразно расположенных древних уровней денудации, отвечающих положениям уровня моря в различные моменты геологической истории.

В Центральном Кавказе, отделяясь от его предгорий равнинами Кабардинской, Осетинской (Владикавказской) и Сунженской, между рр. Тереком и Сунжей проходят в широтном направлении системы складок, образующие две цепи Кабардинских гор — Терскую и отделенную от нее долиной Алхан-чурт — Сунженскую (гора Заманкул, 921 м).

Главный водораздел на большей части своего протяжения является значительным препятствием для сообщения между северным и южным склонами. Хотя перевалы, которыми пользуется местное население, и весьма многочисленны, но, за исключением западной части Кавказа до массива Фишта, они отличаются большой высотой и почти всегда трудным подходом, так что доступны они почти исключительно для вьючного транспорта, да и то не всегда.

По настоящему разработаны под колесные дороги только четыре перевала: Гойтх (343 м) — на Западном Кавказе между городами Туапсе и Майкопом; Клухорский перевал (2816 м), ведущий из долины р. Теберды на р. Кодор (Военно-Сухумская дорога); Мамисонский (2911 м) — между Алагиром и Кутаисом (Военно-Осетинская дорога), и Крестовый (2381 м) — между Дзауджикау (Владикавказом) и Тбилиси (Военно-Грузинская дорога).

Высоты перевалов Центрального Кавказа от 2009 м (Белореченский, р. Белая — р. Шахэ) доходят до 4011 м (Цаннер, рр. Баксан — Ингур). Перевалы Рокский (Закки-дон — Большая Лиахва, 2991 м), Бусарчили:

(рр. Терек — Арагва) и Архотский (рр. Асса — Хевсурская Арагва) изучались с целью проведения перевальных шоссе и железных дорог.

Перевалы Восточного Кавказа весьма трудно проходимы и служат только для вьючного транспорта. Высота их колеблется между 2700 и 3300 м. Большой высотой и трудной доступностью отличаются и многие перевалы Центрального Кавказа, соединяющие поперечные долины в промежутке между Главным и Передовым, а иногда и Скалистым хребтами, как, например, Теберда-эпчик (р. Теберда — р. Даут), Азау (3640 м) между Кубанью и Баксаном и перевал Штулу (3300 м) между Черекон и Харесом.

Если на Предкавказской равнине проявление вулканических сил не дошло до излияния магмы на дневную поверхность, то в горах мы встречаем настоящие потухшие вулканы. Значительная часть их (район оз. Кели и Казбек) лежит за пределами описываемых краев, но самый высокий из вулканов, Эльбрус (5633 м), а также Чегемский и Нальчикский вулканические центры находятся в пределах Северо-кавказского края.

Литература: 118, 119, 131, 256, 1131а, 1262, 1293, 1304, 1318, 1341.

## ГИДРОГРАФИЯ

Речная сеть Северного Кавказа распределяется между тремя морями: Черным, Азовским и Каспийским, причем бассейны первых двух морей разделяет Главный кавказский водораздел, бассейны Азовского и Каспийского — водораздел, отходящий от Главного в районе Эльбруса и идущий к Манычскому водоразделу, отделяющему Восточный Маныч от Западного Маныча.

### Бассейн Черного моря

Граница между бассейнами Черного и Азовского морей несколько условная, так как Кубань не окончательно прервала связь с Черным морем и еще продолжает посылать часть своих вод в Кизилташский лиман, сообщающийся с морем узким гирлом. Таким образом, бассейн Кубани все еще относится к обоим морям, но более к Азовскому, куда направляются судоходные рукава реки.

Первая сравнительно крупная река береговой полосы — это Пшава, впадающая в Черное море в 30 км к юго-востоку от Геленджика. Крупнее, хотя летом тоже очень маловодна, р. Туапсе, идущая с гор Агой и Лысой в районе перевала Гойтх. Хорошо выработанной долиной этой реки проходит Армавир-Туапсинская железная дорога. Значительно крупнее бассейн р. Шахе, идущей с горы Чура (2247 м) и отчасти с южного склона массива Фишта (2895 м). С той же горы Чура берет начало и р. Сочи. Затем идут небольшие, но интересные минеральными источниками рр. Мацеста, Агура, затем р. Хоста. Последний относящийся сюда бассейн р. Мзымты — самый крупный. Эта все время полноводная река питается отчасти ледниковыми водами (три ледника горы Агепсты). Продольная долина богата минеральными источниками. Следующая река — Псоу служит южной границей Краснодарского края, которому принадлежит только правобережная часть ее бассейна — южный склон хребта Анбга.

### Бассейн Азовского моря

Бассейн Азовского моря охватывает всю западную половину Предкавказской равнины и северного склона Кавказа от меридиана Эльбруса. Здесь от Главного водораздела отходит водораздел между Азовским и Каспийским морями, идущий через вершину Эльбруса, горы Кум-баши и Стрижамент до Ставрополя. Дальше он идет между бассейнами рр. Егорлыка и Калауса до Маныча, придерживаясь в общем северо-восточного направления, и достигает Маныча в районе сел. Дивного у Манычского водораздела.

Самый крупный по площади (57 000 км<sup>2</sup>) и количеству воды бассейн принадлежит системе р. Кубани, собирающей воды почти всего северного склона Западного Кавказа, включая западный склон Эльбруса. Кубань (894 км) начинается к югу от Эльбруса под именем Уллу-кама из ледников Главного хребта. Из многочисленных притоков Кубани большая часть, и притом наиболее крупные, впадают слева — Учкулан, Даут, Теберда, Малый Зеленчук, Уруп, Большая Лаба с Малой Лабой и р. Белая, идущая с горы Фишт. Справа в Кубань впадают Хурзук, Худес и Джегута.

Ряд степных речек впадает в Азовское море севернее устьев Кубани.

С западного склона Ставропольской возвышенности течет р. Бя, впадающая в Ейский лиман. Назовем еще р. Кагальник (Каял) и р. Егорлык, впадающий в Западный Маныч.

### Бассейн Каспийского моря

Здесь тоже можно различить два типа речных систем: реки, связанные с горной областью, и реки степные. Самой крупной из последних и почти единственной является р. Калаус, подобно р. Егорлык, берущая начало на Ставропольской возвышенности и сначала текущая на север, затем, при приближении к Манычской впадине, поворачивающая на восток и в сущности превращающаяся в Восточный Маныч.

Бассейн р. Кумы представляет переходный тип от первой категории ко второй. Сама Кума и ее правый приток Подкумок со своими притоками берут начало на передовых цепях гор; левые же притоки Кумы — Карамык, Мокрая и Сухая Буйволы, собирают воды с восточного склона Ставропольской возвышенности.

Вся центральная часть северного склона Кавказа — от Эльбруса до Диклос-мта — принадлежит бассейну Терека, причем слева в него впадают рр. Малка, Баксан, Чегем, Нальчик, Черек, Ираф (Урух), Ардон (Ары-дон), Фиэг-дон и Гизель-дон. Справа в Терек впадают (в пределах края) рр. Арм-хи и Хумаладжи-дон (Камбилеевка).

Изгибаясь по выходе на Осетинскую равнину широкой дугой на запад, чтобы обогнуть западное окончание Кабардинских гор, Терек сворачивает затем на восток и, пройдя вдоль их северного края, принимает справа р. Сунжу, текущую по Сунженской равнине на восток и собирающую воды со склонов Черных гор. Сама р. Сунжа берет начало на передовых цепях и по выходе на равнину принимает ряд притоков более крупных, чем она сама. Это — Асса, Фортанга, Гехи, Марган. Аргун с Шаро-Аргуном и Хулхулау.

Речная система Дагестана разделяется на реки внутренней части и реки окраины. Весь внутренний Дагестан охватывается очень разветвленным бассейном р. Сулака, который образуется от слияния двух

Койсу — Андийского и Аварского, принимающего в себя справа р. Кара-Койсу. Недалеко от устья Кара-Койсу в нее впадает Казикумухское Койсу. Все остальные реки принадлежат внешней, краевой зоне Дагестана и имеют значительно меньшие бассейны. Это — реки, направляющиеся непосредственно в Каспийское море: Шура-озень, Губден, Гамра-озень, Уллу-чай, Рубас-чай и Гюрген-чай с Чирах-чаем и Курах-чаем. Далее идет большая р. Самур, текущая из ледников Дюльты-дага.

В отношении водного режима реки разделяются на две категории: 1) степные и отчасти горные, режим которых зависит только от осадков и выходов подземных вод, и 2) горные, берущие начало из ледников. Первые имеют высокую воду во время весеннего таяния снегов, многоводны в первую половину лета, когда идут обильные дожди, особенно в западной части Кавказа, и становятся совсем маловодными во второй, засушливой половине лета. Особенно ярко это сказывается в степной части области, главным образом на востоке, где осадков выпадает мало. Здесь даже рр. Егорлык, Калаус и Кума обычно не доходят до своих устьев, теряясь в собственных наносах и распадаясь на цепи солоноватых озер. Егорлык и Калаус в сухие годы даже в среднем течении часто лишены поверхностного стока.

Ледниковые реки, кроме весеннего подъема воды, имеют высокую воду в период наиболее интенсивного таяния ледников, причем эти два периода полноводья часто сливаются в один. Наименьшая вода в них бывает поздней осенью и зимой, в то время как в равнинных реках, вследствие осенних дождей, осенью вода снова поднимается. Наводнения, вызванные многоводными сильными ливнями, случаются в разные периоды теплой половины года и иногда достигают громадных размеров; особенно разрушительны наводнения Кубани и Терека.

В восточной части Кавказа, в области сравнительно мягких пород, преимущественно глинистых сланцев, где скопляются массы мелких продуктов выветривания, такие дожди часто ведут к возникновению грязевых потоков (силевых выносов).

## Озера

Озерами Северный Кавказ очень беден. Их можно разделить как по географическому положению, так и по характеру на две группы: 1) озера равнины и 2) озера горной области.

Озера равнины разделяются на степные и прибрежные озера Приазовья и Прикаспия. Первые, вследствие преобладания испарения над осадками в пределах степной части, почти все соленые, причем состав солей несколько варьирует в зависимости от состава пород бассейна озера. Все озера — мелкие, и в связи с весенним таянием снегов и периодами дождей их уровень и содержание солей подвержены сильным колебаниям, причем во многих озерах концентрация доходит до садки солей, а некоторые периодически исчезают. Озера эти по большей части расположены на древних речных террасах, в руслах древних стариц или в степных блюдцах, может быть в местах просадки суглинков (Баталпапинские озера, Тамбукан, озера Ставрополя).

Прибрежные озера относятся к типу лиманных (затопленные и отделенные пересыпями устьевые части долин) и лагунных (отшнурованные заливы), с соленостью выше или ниже морской, в зависимости от присутствия выпадающих в них ручьев и рек и характера отделения их от моря. Сюда относятся озера и лиманы в низовьях рек Приазовской

равнины, озера дельт Кубани и Терека, поскольку они являются остатками отделившихся частей моря.

Озера горной области имеют как гляциальное, так и карстовое происхождение. Первые разделяются на долинные и высокогорные озера — каровые. Долинные озера больших размеров, существовавшие на Кавказе после ледникового периода, в настоящее время исчезли, будучи занесены речным аллювием. Лишь в немногих долинах встречаются моренно-плотинные озера. К таковым относятся озера в долине р. Цахвоа (приток Малой Лабы), Кара-кель в долине Маруха, Кара-кель в долине Теберды у курорта, Туманлы-кель в долине Коначхыра (правый исток Теберды), Айридек-кель в верховьях Уллу-кама (долина р. Черюк-кол), озера в долинах хребта Аби-ишир-хуба и оз. Кардывач в истоках Мзымты. Значительно многочисленнее каровые озера, по происхождению подпрудные (моренные) и выпаханые в коренной породе. Наиболее богат каровыми озерами Западный Кавказ; на востоке за Эльбрусом их число быстро убывает, а Центральный и в особенности Восточный Кавказ почти лишены их.

Пользующиеся, благодаря легкой доступности, известностью среди туристов Бадукские озера (Теберда) обаяны своим возникновением конусам осыпей, перегородившим реку.

Хотя карстовые явления весьма распространены в известняковых хребтах Северного Кавказа (особенно в валанжинских известняках), но все же не так сильно, как в Закавказье. Карстовые озера весьма редки. Наиболее известно Голубое озеро, или Церик-кель, в долине Черема, описанное И. Г. Кузнецовым; оно представляет глубокий колодезь с отвесными стенами, до края наполненный водою. Длина озера 235 м, ширина 130 м, глубина 258 м. Вытекающая речка дает 67 800 м<sup>3</sup> воды в сутки. Этот колодезь образуется растворяющим действием восходящих источников (карст снизу) (276, 678, 1131а).

### КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В общем климат всей Предкавказской равнины, северного склона Кавказа и почти всей входящей в границы краев береговой полосы Черноморья носит определенно континентальный характер, но в различных частях представляет значительные отклонения от среднего. Momentами, определяющими характер климата, являются, во-первых, относительно теплое, незамерзающее Черное море на западе, с которого дуют в течение всего года теплые и влажные ветры, распространяющие свое влияние вдоль северных склонов гор до района Осетинской равнины, и, во-вторых, обширные степные пространства на северо-востоке. С этих пространств, раскаленных летом и переохлажденных зимой, дуют в летние месяцы жаркие и сухие, а зимой холодные и тоже сухие ветры северо-восточного направления, идущие из азиатского центра высокого давления. Только самая восточная часть Дагестана имеет летом морские ветры с Каспия, но эти последние, переходя с моря на нагретую сушу, отдают ей очень мало влаги, притом уже на значительной высоте (около 2500—3000 м). Побережье же, находящееся в течение всего года под влиянием сухих ветров, носит почти безводный характер.

Таким образом, главными поставщиками осадков являются ветры западных румбов, распространяющие свое влияние по степной равнине до Ставропольской возвышенности, на которой выпадает значительное количество влаги, так что она является как бы оазисом среди сухой,

бедной осадками степи. Те же ветры охватывают и всю западную, низкую часть гор, приблизительно до района Джубги. Дальше на юго-восток, где горы становятся выше, ветры скользят вдоль них и врываются в наиболее крупные долины, ведущие к перевалам через Главный водораздел.

В районе Туапсе — Сочи горы уже достаточно высоки, чтобы перехватывать большую часть осадков, зона максимального выпадения которых здесь лежит весьма низко, повидимому не выше 2000 м. Поэтому за Туапсе причерноморская часть резко отличается от степной равнины большим количеством осадков. Но все же почти до Сочи горы еще недостаточно высоки, чтобы защитить побережье от суровых норд-остов, прорывающихся через хребет в моменты, когда, при установившемся на Кубанской равнине высоком давлении, со стороны моря подойдет глубокий минимум, всасывающий воздух через перевалы. Тогда по долинам скатывается к морю сильный порывистый ветер, особенно свирепый в Новороссийской бухте, но дающий себя чувствовать еще и в Туапсе. Сочи лежит уже вне сферы действия нордоста.

Осадки убывают с запада на восток в степной части от 400—500 мм в районе Приазовья до 200—250 мм на побережье Каспия, с местным повышением на Ставропольской возвышенности до 650—700 мм. С приближением к горам количество осадков тоже возрастает и доходит у края гор до 600—900 мм, но здесь в направлении с запада на восток не наблюдается такого правильного убывания. Картина затемняется тем, что в местах выхода на равнину широких поперечных долин с особенно сильным обменом воздуха количество осадков значительно возрастает (Алагир 923 мм, Дзауджикау 844 мм). Возрастает оно и при подъеме в горы, причем вблизи зоны максимальных осадков на западе оно доходит по крайней мере до 2400 мм в год (Грачево на Псеузапсе, по данным Л. Я. Апостолова) и до 1500—2000 мм в центральной части Кавказа, уменьшаясь к востоку до 1000—1500 мм. Внутренние горные долины, защищенные от влажных ветров окраинными хребтами, отличаются большой сухостью, особенно продольные долины Центрального и Восточного Кавказа, в которых годовое количество осадков падает до 400—600 мм.

На равнине главные массы осадков выпадают весной и в первой половине лета; во второй же половине и в начале осени ясно обозначается сухой период, все ярче выступающий при переходе на восток, особенно в районе полупустынной Прикаспийской низменности. Помимо этого, здесь резко выступает перевес испарения над осадками. Зима относительно бедна осадками.

На Черноморском побережье мы имеем два главных периода дождей — весну и первую половину лета, затем позднюю осень. Но здесь и зима относительно богата осадками. Минимум падает на конец лета. Количество осадков сильно преобладает над испарением.

Иначе распределяется температура. Средняя годовая с запада на восток убывает очень мало, а если исключить Черноморское побережье, то скорее можно говорить о некотором повышении, которое получается за счет летних месяцев. Температура зимних месяцев, наоборот, сильно падает с запада на восток и от положительных величин в январе в районе Новороссийска переходит к отрицательным на востоке, где только г. Дербент, по А. В. Вознесенскому, имеет январскую среднюю  $+1,0^{\circ}$ . Не менее сильно понижаются зимние температуры с подъемом в горы.

Приводимая ниже таблица осадков и температур (годовой, январской и июльской), составленная по данным А. В. Вознесенского (258), дает представление об их географическом распределении. Зимой изотермы принимают направление с запада-северо-запада на восток-юго-восток. Здесь сказывается смягчающее влияние теплого моря на западе, в то время как влияние Каспия на Северном Кавказе не выражено. Летом, в связи с сильным нагревом полупустынь и степей Восточного Предкавказья, направление изотерм меняется на запад-юго-запад — восток-северо-восток, и тогда Предкавказская равнина лежит между изотермами июля (самый жаркий месяц,  $+23^{\circ}$  и  $+25^{\circ}$ ). Годовая амплитуда достигает в западной половине равнины и предгорий  $22-23^{\circ}$ , а в восточной —  $26-31^{\circ}$ . Несколько меньше она в горах ( $20-22^{\circ}$ ) и еще меньше на Черноморском побережье, где от  $23,2^{\circ}$  у Новороссийска она постепенно убывает на юго-восток, и в Сочи равна всего  $18^{\circ},2$ .

Таблица 1

Пункты наблюдения	Температура в $^{\circ}\text{C}$			Осадки за год в мм
	январь	июль	годовая	
Ейск . . . . .	-4,6	+24	+9,8	450
Тамань . . . . .	-0,4	+23,3	+10,0	306
Темрюк . . . . .	-1,7	+22,3	+10,7	477
Тихорецкая . . . . .	-4,9	+22,9	+9,5	481
Ставрополь . . . . .	-4,6	+20,6	+8,1	631
Анапа . . . . .	+0,1	+23,3	+11,6	419
Краснодар . . . . .	-2,1	+23,7	+11,1	640
Ессентуки . . . . .	-4,9	+20,4	+8,0	461
Кисловодск . . . . .	-4,5	+19,1	+7,7	553
Прохладная . . . . .	-5,2	+23,0	+9,2	447
Кизляр . . . . .	-2,5	+24,3	+11,2	284
Горячий Ключ . . . . .	-1,4	+21,3	+10,5	831
Майкоп . . . . .	-2,0	+22,2	+10,7	646
Нальчик . . . . .	-4,5	+21,4	+8,7	606
Алагир . . . . .	-5,3	+20,6	+8,2	923
Дзауджикау (Владикавказ) . . . . .	-4,4	+20,4	+8,4	844
Грозный . . . . .	-4,9	+23,9	+10,2	503
Петровский маяк . . . . .	-1,3	+24,6	+11,7	458
Маркотх . . . . .	-2,4	+20,0	+8,8	660
Юсенги . . . . .	-7,8	+14,4	+3,4	652
Хунзах . . . . .	-5,8	+16,4	+6,3	557
Касумкент . . . . .	-1,3	+23,5	+11,2	392
Дербент . . . . .	+1,1	+24,8	+12,6	379
Новороссийск . . . . .	+2,0	+23,6	+12,6	688
Туапсе . . . . .	+4,1	+22,8	+13,4	1263
Сочи . . . . .	+5,3	+22,3	+13,8	1413

В связи с таким распределением температуры и осадков снеговая граница лежит ниже всего в западной части ледниковой области Кавказа и в общем сильно повышается на востоке, обнаруживая подъемы в районе наибольших массовых поднятий и понижения — у седловин истоков поперечных долин, сообщающихся с долинами южного склона.

Усиленная тяга воздуха через перевалы и вершины этих долин привлекает сюда массы осадков, в том числе и твердых, и этим вызывает значительную депрессию снеговой границы. Наиболее низко последняя



лежит в районе массива Фишт — Оштен, где ее высота приблизительно 2700 м на северном склоне и около 3000 м на южном. Отсюда она поднимается на восток и в районе Теберды достигает высоты 3400 м на разных хребтах, — тем большую, чем ближе к равнине лежит хребет, но, как правило, на северном склоне одного и того же хребта она ниже, чем на южном.

В Центральном Кавказе высота снеговой границы колеблется в среднем между 3100 и 3500 м, на северном склоне Эльбруса она поднимается до 3600 м. В Дагестане она лежит еще выше — между 3500 и 4000 м.

Литература: 45, 46, 47, 48, 256, 257, 258, 275, 937, 938, 1131а, 1185, 1186, 1267, 1293, 1318.

## ЛЕДНИКИ

Из общей площади ледников Кавказа, равной около 2000 км<sup>2</sup>, на северный склон приходится приблизительно половина. Наибольшее количество ледников, и притом наиболее крупных, сосредоточено в центральной части Кавказа — между верховьями р. Теберды и долиной Терека. Однако первые ледники мы встречаем, идя с запада, уже в массиве Фишта, а за горой Эрдог их число и размеры оледенения быстро увеличиваются. Восточнее Терека размеры оледенения снова уменьшаются, что обусловлено меньшей высотой гор и большей высотой снеговой границы. В Западном и Центральном Кавказе ледники встречаются не только на Главном хребте, но и на некоторых параллельных ему горных цепях; в Дагестане они приурочены к наиболее высоким массивам и уже не представляют почти непрерывной полосы вечных снегов и льдов, как между верховьями Маруха и долиной Ардона. Кроме Главного хребта, на северном склоне крупные ледники несет Дигоро-Балкарская цепь.

Незначительные каровые ледники имеются еще на некоторых боковых хребтах. Колоссальное по размерам поле вечных снегов, свыше 140 км<sup>2</sup>, имеется на Эльбрусе.

Наиболее характерны как по размерам, так и по строению следующие ледники (табл. 2).

Общая площадь 13 более крупных ледников Эльбруса 142,12 км<sup>2</sup>. Из них наиболее известны Большой Азау, спускающийся до 2330 м, Гара-баши, Терскол (2625 м), Ирик (2541 м), Уллу-чиран (2919 м), Уллу-кол (3038 м), Джилки-ауган, Бирджалы (3010 м), Чунгур-чат и др.

Кавказские ледники принадлежат к типу, среднему между альпийским и туркестанским. Мы различаем здесь долинные ледники, висячие ледники, ледники склонов и каровые. От ледников Альп долинные и висячие ледники Кавказа отличаются сравнительно незначительным развитием фирновых полей — обычно не более одной четверти от всей поверхности ледника, тогда как в Альпах они составляют от половины до трех четвертей. Ледники часто окружены чрезвычайно крутыми стенами и питаются преимущественно за счет зимних и весенних лавин. Фирновые поля наиболее крупных ледников лежат большей частью между двумя параллельными гребнями Главного хребта во впадинах, выходом из которых служат поперечные долины-проходы (Безинги, Караугом, Мидаг-рабын и некоторые другие).

Таблица 2

№ по пор.	Ледники	Бассейн	Пло- щадь км	Длина км	Вы- сота конца м	Положение
1	Кызгыч . . . . .	Большой Зеленчук	3,53	3,05	1897	сев.-зап.
2	Аксаутский . . . . .	Аксаут (Схават)	7,70	4,10	2025	сев.
3	Джаловчат . . . . .	Аксаут	8,94	7,47	2065	сев.-сев.-вост.
4	Алибек . . . . .	Теберда	6,10	4,97	2003	сев.-вост.
5	Аманауз . . . . .	Теберда	9,02	5,70	1792	сев.
6	Ак-тюбю . . . . .	Кубань	3,62	3,73	2610	сев.
7	Талы-чхат . . . . .	Кубань	7,82	3,80	2530	сев.
8	Уллу-озень . . . . .	Кубань	7,52	2,35	2715	сев.
9	Шхельды . . . . .	Баксан	14,22	9,81	2209	сев.
10	Баш-кара . . . . .	Баксан	6,71	4,34	2355	сев.-зап.
11	Адыр-су . . . . .	Баксан	21,54	7,14	2486	сев.
12	Джайлык . . . . .	Чегем	6,88	6,57	2872	вост.
13	Вашил . . . . .	Чегем	15,40	4,37	—	сев.-вост.
14	Кулак . . . . .	Чегем	14,02	6,85	2415	сев.-вост.
15	Шаурту . . . . .	Чегем	13,93	8,26	—	сев.-вост.
16	Уллу-чиран . . . . .	Черек-тхахау	40,21	13,61	1190	сев.-вост.
17	Мижирги . . . . .	Черек-тхахау	13,98	8,17	2272	сев.
18	Уллу-ауз . . . . .	Черек-тхахау	11,46	7,81	—	сев.-вост.
19	Дых-су . . . . .	Черек	42,92	15,27	2027	вост.
20	Агаштак — Фытнаргы .	Черек	21,00	9,71	—	сев.
21	Штулу . . . . .	Черек	8,60	4,42	2462	сев.
22	Тана . . . . .	Урух	14,92	7,72	2 49	сев.-вост.
23	Караугом . . . . .	Урух	32,36	14,23	1764	сев.
24	Сангути . . . . .	Урух	12,25	7,70	2129	сев.
25	Цейский . . . . .	Ардон	17,36	8,10	2060	сев.-вост.
26	Мидаг-рабын . . . . .	Гизель-дон	18,31	5,72	—	сев.
27	Колка . . . . .	Генал-дон	19,12	—	2130	сев.

Висячие и каровые ледники расположены преимущественно на северных склонах хребтов, одновременно и более защищенных от инсоляции и менее крутых.

Особый тип оледенения представляет вулканический конус Эльбруса с радиально расходящимися из общего фирнового поля ледниками.

Литература: 1, 172, 469, 754, 832, 1016, 1267, 1293, 1304, 1318.

## ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ

В связи с различными геологическими и климатическими условиями на Северном Кавказе можно различить несколько областей, характеризующихся теми или другими почвенно-растительными условиями. Равнинная часть края вдоль Маныча носит солонцовый и солончаковый характер. Далее на юг она приобретает степной характер, на западе — с почвами южного черноземного типа, обладающими большой мощностью (140 см) гумусированным слоем серовато-черного или буроватого цвета, комковатого строения, лежащими на лёссовидных суглинках. Далее на восток, в районе Ставропольской возвышенности (Прикумский, Благодарненский, Медвежинский районы) и на высокой наклонной равнине между Кумой и Тереком, а также в Трухменской степи, мы встречаем

каштановые земли типа солонцовых почв с большим количеством извести и потому сильно вскипающие с HCl.

Ковыльная степь в восточном направлении постепенно переходит в полупустыню, в солончаково-полянную степь.

В полосе предгорий можно выделить зону лесных почв. В более влажной западной части, где для лесов характерны дуб, бук, пихта, ель, преимущественно распространены светлые деградированные почвы, на больших высотах — первичные подзолистые. В более сухой восточной части на первичных подзолистых почвах растут бук, граб, дуб, а выше в горах — сосна. Прибрежная солончаковая зона Дагестана характеризуется полянно-солончаковой растительностью.

Выше горных лесов идет альпийская горнолуговая зона на первичных горнолуговых почвах, а затем область высоких снегов и по склонам — зона мхов и лишайников.

Литература: 329, 433, 516, 517, 852, 1144, 1262.

---

Таблица I



Фото 1. Гранитные вершины Дых-тау и Коштан-тау и ледник Ою.  
Фото В. П. Рейгартена.

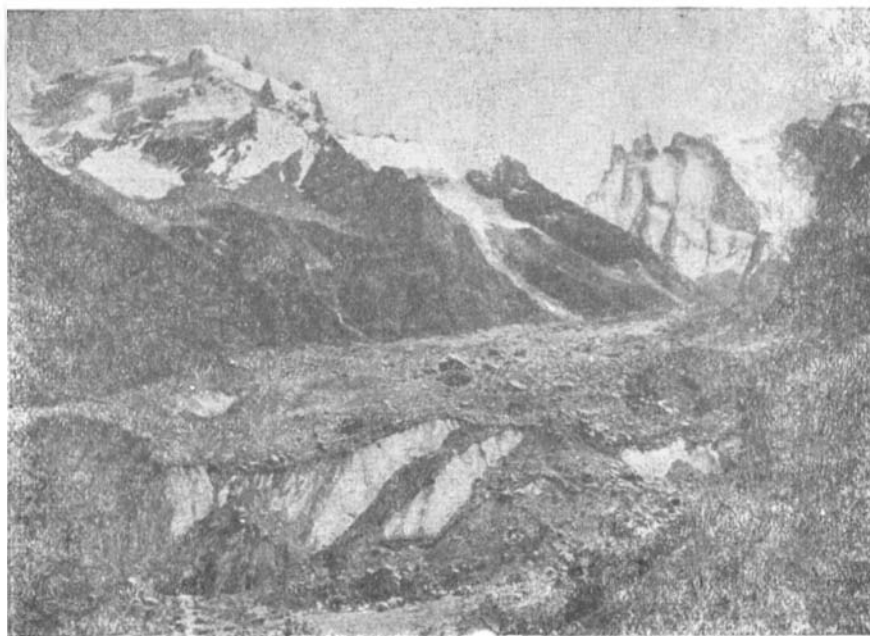


Фото 2. Ледник Шхельды в бассейне Баксана.  
Фото В. П. Рейгартена.

## ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Древнейшие объединяемые под общим названием «докембрийские» отложения Северного Кавказа обнажаются исключительно в центральной части Главного хребта (в широком смысле), представляющей область наибольшего поднятия. Они, вместе с древними гранитами, слагают тот жесткий кристаллический фундамент, на котором отлагались осадки палеозоя и мезозоя и который в результате альпийской складчатости и последовавшей за ней эрозии вскрыт в настоящее время в упомянутой области наибольшего поднятия. По направлению к северу, т. е. в области предгорий и на Предкавказской равнине, этот фундамент скрывается под мезозойскими и кайнозойскими осадками: в глубоких промоинах рек в зоне предгорий древнейшие свиты дают еще несколько отрывочных выходов, но вслед за тем погружаются значительно ниже поверхности; на Предкавказской равнине они залегают местами уже на очень большой глубине, местами же проходят, повидимому, довольно близко к поверхности, о чем можно судить хотя бы по ксенолитам в лакколитах Баштаугорья.

К югу от осевой части Главного хребта докембрийские отложения обрываются по крупному разрыву, вследствие чего сразу же оказываются на большой глубине, под мощным комплексом флишевых свит юры и мела зоны южного склона Главного хребта. И только в более южных частях Закавказья, в Дзирульском и Сомхитском массивах, они снова отрывочно появляются на поверхности.

В Главном хребте жесткий кристаллический фундамент, в состав которого входят докембрийские отложения, обнажается с местными перерывами от вершины Фишт на западе (верховья рр. Белой и Пшехи) до Дарьяльского ущелья по Тереку на востоке.

В Дарьяльском ущелье на коротком протяжении обнажаются лишь древние граниты, над которыми почти не сохранились кристаллические сланцы. Последние появляются к западу только в бассейне р. Фиагона, где образуют значительные выходы по левому притоку последней — по рч. Цазнуком.

Далее к западу в бассейнах рр. Ардона и Уруха докембрийские отложения встречаются отрывочно среди преобладающих гранитов, но затем, начиная с бассейна р. Череха, они приобретают все большее и большее развитие, выдвигаясь наиболее далеко в область предгорий в долине р. Малки и занимая наибольшие площади на пространстве между Кубанью и Лабой. На крайнем северо-западе между Лабой и Белой, вследствие исключительно сложной тектоники, они снова выходят разрозненными участками среди верхнепалеозойских, триасовых и юрских отложений.

Докембрийские отложения представлены на Кавказе различными кристаллическими сланцами: разнообразными гнейсами, слюдяными сланцами, амфиболитами, кварцитами, мраморами, слюдисто-хлоритовыми сланцами и т. п.; это — в разной степени метаморфизованные осадочные и отчасти изверженные породы. Они изучены еще очень слабо — несравненно слабее всех остальных формаций Кавказа.

Различные кристаллические сланцы Большого Кавказа еще со времени первых исследователей его относились всегда к докембрию, и притом исключительно потому, что эти породы глубоко метаморфизованы. Никаких других доводов и тем более прямых доказательств никем не приводилось. Если же принять во внимание, что эти породы всегда находятся в тесной геологической связи с крупными гранитными телами, возраст которых долго не был установлен, то, естественно, можно было поставить вопрос, не являются ли кристаллические сланцы палеозойскими осадками, метаморфизованными под влиянием гранитных интрузий. Только с тех пор, как на Северном Кавказе и в аналогичных условиях в Закавказье были открыты и более или менее изучены древнепалеозойские отложения (325, 676), оказалось возможным сделать их сопоставление с кристаллическими сланцами. Одновременное изучение вопроса о воздействии гранитов на кристаллические сланцы дало возможность более уверенно проводить упомянутое сравнение и сопоставление (679).

Прежде всего надо указать, что гальки кристаллических сланцев (и древних гранитов) содержатся в конгломератах всех отложений, начиная с девона, а может быть даже и с верхнего силура. Значит, речь могла бы идти только о том, не представляют ли кристаллические сланцы Большого Кавказа метаморфизованные отложения нижнего палеозоя. Нижнепалеозойские отложения на Кавказе известны и имеют довольно широкое распространение. Конгломератов среди них пока еще не обнаружено, непосредственного налегания их на кристаллические сланцы не наблюдалось, поэтому при обосновании возраста последних приходится идти побочным путем и прибегать к некоторым предположениям. Во всех тех случаях, когда имеются основания отнести к нижнему палеозою те или иные отложения, последние представлены метаморфическими сланцами, в которых без особого затруднения распознаются измененные песчано-сланцевые породы с подчиненными кислыми и основными эффузивами и мраморизованными известняками.

Кристаллические сланцы Кавказа имеется возможность разделять в настоящее время на две серии: одна из них представлена глубоко метаморфизованными породами — гнейсами, слюдяными сланцами, амфиболитами, мигматитами; метаморфизм первой серии происходил на большой глубине и связан с интрузией или интрузиями древних гранитов. Другая серия по степени метаморфизма занимает промежуточное положение между первой серией, с одной стороны, и свитой метаморфических сланцев нижнего палеозоя, с другой. Сопоставление серии глубоко метаморфизованных кристаллических сланцев с нижнепалеозойскими само по себе еще не дает полной уверенности в допалеозойском возрасте первых. Но в ряде случаев те и другие породы находятся в непосредственной близости, так что возможность отождествления их по возрасту отпадает. На Северном Кавказе такие соотношения можно наблюдать чаще всего вдоль границы Тырнаузской зоны, сложенной палеозоем, и зоны Главного хребта, где почти исключительное развитие

имеет комплекс глубоко метаморфизованных кристаллических сланцев и древних гранитов.

На восточной окраине Дзирульского массива, в котором развиты те же кристаллические сланцы и граниты, что и в Главном хребте, обнажаются слабо метаморфизованные сланцы с пачками мраморов, охарактеризованных нижнекембрийскими археоциатами. Имеются основания считать, что нижнекембрийские отложения не метаморфизованы до состояния там же развитых кристаллических сланцев потому, что они отложились после того, как сформировалась интрузия древних гранитов. Значит, последние внедрялись в какие-то более древние, т. е. докембрийские породы, представленные ныне кристаллическими сланцами.

Труднее обстоит дело с обоснованием докембрийского возраста второй из упомянутых серий кристаллических сланцев. Эта серия широко распространена по рр. Чегему, Баксану, Малке, Кубани, к северу от полосы развития средне- и верхнепалеозойских отложений; она находится вне видимой связи с древними гранитами.

Породы этой серии столь же резко отличаются по литологическому составу и степени метаморфизма от нижнего палеозоя, как и от нижнего докембрия. Пока никаких других данных и соображений в пользу верхнедокембрийского возраста этого второго комплекса мы привести не можем и, стало быть, должны отметить совершенную условность такого определения его возраста.

Докембрийские отложения, как это само собой понятно, подвергались всем тем тектоническим процессам, которые развивались с древнейших времен и продолжают в настоящее время.

В конечном итоге из сложного комплекса докембрийских отложений мы наблюдаем теперь только отрывочно сохранившиеся свиты; это станет особенно ясным, если сопоставить для аналогии ту отрывочность, какая имеется в распространении на Кавказе кембрия, силура, нижнего карбона, перми, триаса. В связи с тем же механизмом тектонических движений, несомненно, должны были иметь место и фациальные изменения в докембрийских осадках, аналогичные таковым, например, в триасовых и юрских отложениях на Северном Кавказе. И, наконец, в связи с теми же тектоническими движениями и связанными с ними глубинными магматическими процессами стоит и различная в разных зонах метаморфизация докембрийских отложений как регионального, так и контактового характера.

Учитывая все это, необходимо признать трудность создания в настоящее время схемы стратиграфии докембрия. Имеется лишь некоторое количество данных, позволяющих провести расчленение как древнего, так и верхнего комплекса на отдельные свиты, параллелизация которых для различных районов Кавказа не всегда возможна.

### Кабардинская АССР

Характеристику докембрия Северного Кавказа удобнее всего начать в Кабарды, где он лучше изучен (108, 671, 708, 1087). В комплексе кристаллических сланцев здесь можно выделить шесть свит, отличающихся как по своему литологическому составу, так и по степени метаморфизации.

1. Свита слюдяных гнейсов с пачками мраморов. Гнейсы представляют мелко- или среднезернистые породы, обычно тонкополос-

чатые и сланцеватые: нередко только параллельное расположение темноцветных минералов подчеркивает гнейсовую текстуру. Кварц, плагиоклаз, микролин, биотит и мусковит, а иногда и роговая обманка определяют в основном состав этих пород; гранат, силлиманит, андалузит, а иногда и кордиерит характеризуют новообразования под влиянием контактно-метаморфического воздействия интрузий древних гранитов на гнейсы. Следует еще отметить обилие широких полихронных дворинок вокруг мельчайших акцессорных включений (большой частью циркона) в биотите.

Вместе с биотитовыми гнейсами встречаются мелкозернистые светлые, почти белые породы, по внешнему виду напоминающие кварцитовые сланцы; они состоят из кварца, микролина, плагиоклаза и граната, иногда, в незначительном количестве, мусковита и могут быть определены как гранулитовые гнейсы. Весьма редко среди этой свиты встречаются тонкие пачки амфиболитов, представляющих, по видимому, продукт метаморфизации основных магматических пород.

Подчиненные гнейсам мраморы залегают слоями от 0,5 до 5—7 м толщиной. Они характеризуют, по видимому, один какой-то горизонт. Некоторые отличия в первоначальном составе исходных известняков и различный характер их изменения под влиянием эманаций от гранитной интрузии обуславливают большое разнообразие конечных продуктов метаморфизма; в разных местах наблюдаются чистые средне- или мелкозернистые мраморы, мраморы с чешуйками графита и флогопита, мраморы с графитом и прожилками скарных силикатных образований и, наконец, разнообразные скарны (гранатовые, гранато-везувияновые, пироксеновые, роговообманковые и т. д.).

Охарактеризованная свита гнейсов встречена в зоне Передового хребта в ущелье р. Черека, по обоим его склонам, в районе рч. Тютюк-су, в верховьях Черека Безингиевского (уроч. Эки-агач-ара) и по склонам ледников Мижирги и Уллу-чираи, наконец в верховьях бассейна р. Чегема — на склонах ледников Тютюргу, Шаургу и Кулак, по р. Гара-аузу-су (с мраморами) и по р. Башиль-аузу-су (без мраморов).

Кроме того, в ущелье р. Черека те же гнейсы развиты и в наиболее северной зоне в районе урочища Курранан, а в районе сел. Куспарти и Зилги появляются лейкократовые тонкозернистые и тонкополосчатые гранулитовые гнейсы. В восточной части Горной Кабарды, по рр. Сукану и Хызы-су, кристаллические сланцы имеют лишь ничтожное развитие.

2. Свита слюдяных сланцев и отчасти гнейсов без мраморов, но с пачками амфиболитовых сланцев, характеризуется ясною слоистостью и резко выраженной полосчатостью, подчеркиваемой здесь линзовидными, до 10 мм и более, послойными скоплениями кварца. Часто породы этой свиты состоят в основном из слюды (биотита и мусковита) и кварца и являются, стало быть, слюдяными сланцами; в других случаях полевые шпаты (плагиоклаз и микролин, особенно первый) приобретают значительное развитие и обуславливают необходимость отнесения пород к гнейсам (парасланцы). Встречаемый часто в этих породах хлорит представляет вторичное более молодое образование и не характеризует того глубокого метаморфизма, которому подверглась свита до его (хлорита) возникновения. Весьма характерной особенностью свиты является часто встречающийся здесь андалузит, роль которого иногда настолько велика, что породы могут быть отнесены к андалузито-слюдяным сланцам. Амфиболовые сланцы в виде па-



чек, до нескольких десятков метров мощностью, подчинены слюдяным сланцам. Это — темнозеленые мелкозернистые, обычно с линейно-параллельной текстурой породы, состоящие из обыкновенной роговой обманки с подчиненным количеством плагиоклаза и кварца.

Свита слюдяных (и андалузито-слюдяных) сланцев обнажается севернее гнейсов и прослеживается от левого склона долины Череха через ущелья рр. Безинги и Чегема до водораздела между последним и р. Баксаном и частично по правому притоку последнего — р. Кестанты. Далее к западу, повидимому, те же свиты докембрия развиты по Баксану, где они слагают две полосы, разделенные гранитами: одна протягивается в широтном направлении к югу от р. Ирика, а другая — по долине р. Кыртыка. От гранитов обе полосы отделены крупными разрывами широтного направления. Появление в наиболее низких горизонтах этих сланцев мигматитов указывает, что на глубине под ними залегают граниты.

Обе охарактеризованные свиты древнее серых гранитов; последние во многих местах их прорывают, причем инъекция гранитов в свиту гнейсов часто обуславливает возникновение зон мигматитов. Широко развита турмалинизация кристаллических сланцев. Часто встречаемые здесь пегматитовые жилы, а также жилы кварца с разнообразным оруденением (малые, редкие и реже цветные металлы) обуславливают необходимость проявления к ним интереса с точки зрения сконцентрированных здесь рудных месторождений, генетически связанных с древними гранитами.

Стратиграфического соотношения свиты гнейсов, с одной стороны, и слюдяных сланцев, с другой стороны, в поле не наблюдалось. Литологический их состав и петрографические особенности указывают, что здесь мы имеем действительно две свиты. Предположительно можно считать гнейсы древнее слюдяных сланцев.

3. Свита амфиболитов выступает в значительно более северной зоне, что не позволяет установить ее отношение к двум предыдущим. Она неоднородна и состоит из пачек роговообманковых сланцев, типичных амфиболитов, гранатовых амфиболитов и слюдяных сланцев с переходами в гнейсы. Первоначально это были преимущественно изверженные породы основной магмы и частично осадочные породы. Эта свита выходит только по правому склону Чегема в районе рч. Лабардан-су. Она прорывается гранитными пегматитами и трансгрессивно покрывается нижнеюрскими осадками, которые и скрывают ее выходы к востоку и западу.

4. Лейкократовые ортогнейсы представлены яснополосчатыми породами гранитного состава. Они обнажаются на небольшом протяжении между рр. Чегемом и Баксаном (1095). Описание их дается в главе об изверженных породах.

5. Свита кварцитов является наиболее древней из обнажающихся в самой северной зоне выходов древних пород по р. Чегему двух свит. Это — белые или розоватые, то массивные, то ясно слоистые породы, состоящие почти или даже нацело из кварца и имеющие типичную кварцитовую структуру. Чем подстилаются эти кварциты, неизвестно, так как они выступают в антиклинальной зоне и едва-едва вскрыты эрозией на дне Чегема и его притока Джуунгу-су; видимая их мощность около 200 м.

6. Свита слюдисто-кварцитовых и хлоритово-слюдисто-кварцитовых сланцев залегает согласно на кварци-

тах и обнаруживает плавные в них переходы. Породы этой свиты ясно-слоисты, тонкополосчаты и тонкосланцеваты; кварц является их главной составной частью. Биотит или амфибол имеет обычно подчиненное развитие, а серицит (мусковит) и хлорит часто играют доминирующую роль в породе. Будучи собраны в сложную систему складок, усложненных складками второстепенными, переходящими в плейчатость, породы этой свиты прослеживаются на 7 км вкост простирания по Чегему. Они трансгрессивно перекрыты то нижней пермью, то лейасом; под последний они погружаются к востоку и дальше в этом направлении на дневной поверхности более не появляются. К западу же эти сланцы распространяются через долину р. Кестанты в ущелье Баксана, где они развиты еще более широкой полосой, и оттуда прослеживаются в бассейн р. Малки.

По р. Баксану рассматриваемые кристаллические сланцы обнажаются по обоим склонам долины от устья балки Чильмиан (южнее устья рч. Камык) до устья р. Гижгит. На юге эти породы по разрыву сменяются отложениями среднего и верхнего палеозоя, а на севере погружаются под тоарскую песчано-сланцевую свиту. Они собраны здесь в сложную систему складок, вследствие чего некоторые горизонты свиты повторяются, а в ядрах синклиналей возможно ожидать появления и более молодых — нижнепалеозойских свит. В строении рассматриваемой свиты по р. Баксану надо отметить существенную роль слоистых кварцитов с железным блеском и рассланцованных до неузнаваемости изверженных пород средней по составу магмы. В южной части полосы значительную роль играют андалузитовые сланцы. По р. Малке кристаллические сланцы этой свиты обнажаются от северного подножия Кзылкольской гряды почти до интрузии красных гранитов.

### Северо-Осетинская АССР

В Северной Осетии докембрий обнажается по рр. Ирафу (Уруху). Ардону и Фиаг-дону на более или менее значительных площадях и встречается также в виде пачек и ксенолитов в гранитах по некоторым притокам этих рек. Докембрийские отложения Северной Осетии изучены недостаточно.

На левом склоне долины Уруха, в районе сел. Донифарс, и отсюда к западу по направлению к р. Хызы-су (Хазны-дон) докембрийские отложения сохранились над прорывающими их древними гранитами полосой на северном склоне Передового хребта; далее на север они погружаются под юрские отложения. Здесь развиты слюдяные гнейсы и сланцы, отчасти также гранулиты; отчетливо выделяются биотито-роговообманковые ортогнейсы, которые имеют активные контакты со слюдяными сланцами и гнейсами (парасланцами) (А. Д. Ершов, 1932). Весь этот комплекс прорывается древними гранитами. В приконтактовой зоне с гранитами кристаллические сланцы содержат андалузит. В зоне до 200 м над контактом в сланцах наблюдается большое количество пегматитовых оловоносных жил (Белягидонское оловянное месторождение).

На водоразделе между Урухом и его притоком Беляги-допом на значительной площади сохранились слюдяные гнейсы — остатки кровли гранитной интрузии. Такие же породы и в тех же взаимоотношениях с гранитами развиты по рч. Унал-доп — притоку Ардона, и на рч. Цазну-ком, притоку Фиаг-дона. По рч. Цазну-ком граниты и сохранившиеся над ними кристаллические сланцы покрыты мощной толщей карбоновых

грубых конгломератов и песчаников; конгломераты содержат гальку гранитов и гнейсов. Отложения карбона в свою очередь перекрыты песчано-сланцевой свитой лейаса (175, 216, 674). Существенное развитие приобретают кристаллические и метаморфические сланцы по р. Ардону (910, 914, 1080, 1081). Значительная часть этих пород, как теперь выясняется, относится к палеозою; буронская же свита зеленоватых слюдисто-хлоритовых и роговообманковых сланцев, развитых к югу от сел. Нузал до устья р. Цей, представляет, хотя может быть только в некоторой своей части, отложения верхнего докембрия. Кассарские граниты имеют активные контакты с этой свитой сланцев, образуют в них дайки. В. Н. Робинсон склонен относить буронские сланцы к нижнему палеозою (устное сообщение 1945 г.).

### Район между рр. Кубанью и Большой Лабой

В верховьях Кубани намечаются две полосы кристаллических сланцев (5, 668).

Первая, наиболее широкая полоса совпадает с Главным хребтом в собственном смысле. Здесь развиты слюдяные гнейсы с подчиненными амфиболитами; эти породы прорываются серыми гранитами Главного хребта и представляют глубоко метаморфизованные породы нижнего докембрия. Гнейсы переходят на южный склон Главного хребта, где по крупнейшему разрыву надвинуты на нижнеюрские и среднепалеозойские осадки. С севера они, вместе с подчиненными им гранитами, ограничены также крупным разрывом, вернее зоной разрывов. Общая ширина этой полосы на северном склоне достигает 30 км.

Вдоль зоны разрывов у северного подножия Главного хребта развита система узких клиньев. Вместе с древними кристаллическими породами здесь зажаты нижнепалеозойские метаморфические сланцы и малоизмененные осадочные породы верхнего палеозоя. Эта полоса является промежуточной между зоной Главного хребта в узком смысле, сложенной древнейшими кристаллическими сланцами и гранитами, и зоной Передового хребта, сложенной палеозойскими свитами. Встречающиеся здесь участками докембрийские кристаллические сланцы представляют лишь клинья того комплекса, который слагает зону Главного хребта.

В верховьях Большого и Малого Зеленчуков древнейший комплекс представлен, как и по Кубани, свитой слюдяных сланцев и гнейсов, а в ледниковой области обособляется, кроме того, отдельная мощная свита амфиболитов, приобретающая особенно большое развитие еще далее к западу — в верховьях Большой Лабы (67, 112, 113, 114, 579, 580): ее мощность достигает здесь 1000 м (580).

Первая свита, кроме слюдяных сланцев и гнейсов, содержит подчиненные пачки роговообманково-слюдяных гнейсов, амфиболитов и весьма редкие пачки кварцитов; отмечаются также тонкие — по 5—10 см — линзовидные прослои мраморов (113); эта свита слагает широкую полосу в южной подзоне и две узких полосы по краям северной подзоны Главного хребта. В южном — широком поле развития слюдяных сланцев и гнейсов устанавливаются (112, 113, 114) две полосы «тектонитов» или «катаклизитов»; они прослеживаются от верховьев Аксаута до впадения рч. Санчаро в Большую Лабу. Тектониты «являются представителями наиболее древних кислых интрузий Кавказа, современные структуры и облик которых обусловлены теми глубокими процессами

динамометаморфизма, которые им пришлось претерпеть» (112, 113). «Тектониты», микроскопически представляющие часто очковые гнейсы, можно сопоставлять с лейкократовыми ортогнейсами Кестанты.

Полевые, микроскопические и химические исследования амфиболитов (67, 579, 580) приводят к заключению, что в подавляющем большинстве случаев они представляют метаморфизованные изверженные породы габбро-диабазового семейства; иногда в них можно видеть метаморфизованные гипербазиты типа горнблендитов. Имеются указания, что в верховьях Большой Лабы можно наблюдать и интрузивные контакты амфиболитов с более древними, залегающими над ними парасланцами и включения обломков последних в амфиболитах. Сами амфиболиты представляют то крупно-, то мелкозернистые с ясной параллельной текстурой породы, состоящие в основном из плагиоклаза, обыкновенной роговой обманки (зеленой, реже бурой), магнетита и ильменита; иногда содержится кварц. Сильная рассланцованность амфиболитов с одновременным увеличением бесцветных составных частей — плагиоклаза и кварца — приводит к образованию амфиболовых плагиогнейсов.

В составе свиты амфиболитов заметную роль играют также и первоначально осадочные породы. Здесь, помимо таких роговообманковых сланцев, первичная осадочная природа которых вскрывается химическими анализами, отмечаются также кварциты и, что особенно интересно, мраморы. Мраморы прослеживаются прерывистой полосой от рч. Санчаро до верховьев Дамхурца. В верховьях Мамхурца и Дамхурца мощность их пакки достигает иногда 350—400 м (1050).

Обе упомянутые свиты кристаллических сланцев прорваны древними гранитами и гранодиоритами и испытали их контактметаморфизирующее воздействие. Кроме того, они прорваны дайками и мелкими штокообразными телами значительно более молодых, в большей своей части, вероятно, юрских габбро-диабазов, диабазов и порфиритов.

Кристаллическим сланцам верховьев Большой Лабы подчинены рудопроявления золота, связанные, повидимому, с интрузиями древних гранитов, пегматитовые жилы с бисиликатами и молибденитом; в амфиболитах водораздела рр. Санчаро и Лаштрак известно ранее разрабатывавшееся месторождение магнетита. Оно представляет ряд линзовидных шпиров, наибольший из которых имел размеры  $100 \times 15 \times 20$  м (580).

Кристаллическим же сланцам, слагающим кровлю древней интрузии гранитов, подчинено одно из крупнейших мышьяково-вольфрамовых месторождений Кти-Теберда в верховьях Малого Зеленчука. В аналогичных условиях находится и золото-мышьяковое месторождение Уллу-Муруджу в верховьях Теберды.

Вторая полоса кристаллических сланцев обнажается по долине Кубани и по низовьям ее притоков, примерно от параллели перевала Хасука (к югу от рудника Эльборус) до резкого изменения течения Кубани с западного почти на северное (10 км южнее города Клухори). В общей сложности здесь вскрывается полоса около 12—20 км вкрест простирания. Она является западным продолжением той полосы кристаллических сланцев, которая вскрыта из-под нижнеюрских осадков рр. Чегемом, Баксаном и Малкой к северу от зоны палеозоя. В средней ее части по Кубани обнажена также толща нижнепермских пород, преимущественно конгломератов, а в северной — намечается и полоса, повидимому, нижнего палеозоя. Кристаллические сланцы ограничены здесь с севера и с юга разрывами, которые образовались еще до юрского времени и по которым происходили движения и после отложения

юрских осадков: на юге они приведены в соприкосновение с карбоном, перекрытым лейасом, на севере — с лейасом; кристаллические сланцы и зажатые среди них палеозойские отложения, вместе с подчиненными тем и другим изверженными породами, перекрываются нижнеюрскими слабо дислоцированными породами.

Кристаллические сланцы этой зоны представляют чрезвычайно сложный комплекс пород, который подвергался лишь частичному расчленению в районе рудника Эльборус. В общем здесь развиты не особенно глубоко метаморфизованные, но сильно расслабленные осадочные породы, которым были подчинены породы магматические. Состав первых определяется теперь самыми разнообразными кварцитами и столь же разнообразными роговообманковыми и кварцево-слюдисто-хлоритовыми сланцами. Породы эти имеют весьма пестрый минералогический состав: кварцитовые сланцы в качестве второстепенных составных частей содержат ортоклаз, микроклин, альбит, магнетит, мусковит, графит, карбонаты, а в роговообманковых сланцах содержатся плагиоклазы, эпидот, поизит, магнетит, хлорит, кварц, карбонаты и пр. Из первоначальных магматических пород по составу и реликтовым структурам, и притом только под микроскопом, удается установить кварцево-слюдистые диориты и более основные породы габбро-диоритового ряда (668). Кроме того, этой свите подчинены сильно измененные и расслабленные, но все же определяемые в поле, заведомо палеозойские сиениты, диориты, диабазы, серпентиниты (67, 701, 842, 1134). Не обнаруживающие никаких признаков метаморфизации послекарбоновые, но досреднелейасовые кварцевые кератофиры и четвертичные андезиты прорывают во многих местах этот сложнейший комплекс пород.

В первой стадии исследования (668) кристаллические сланцы рассматриваемой полосы были отнесены к палеозою. Знаком  $P_1$  они обозначены на 1 : 1 000 000 карте Кавказа 1929 г.; затем они были отнесены А. П. Герасимовым к комплексу верхнего докембрия, выделенному на основании сравнительного микроскопического исследования древних метаморфических пород среднего течения Малки, к северу от интрузии красных гранитов. И хотя, повидимому, все упомянутые метаморфические породы среднего течения Малки в настоящее время должны быть отнесены к нижнему палеозою, кристаллические сланцы рассматриваемой более южной полосы в значительной своей части должны быть оставлены в составе верхнедокембрийского комплекса.

К западу от Кубани рассматриваемые кристаллические сланцы или очень быстро погружаются, или ограничены разрывом, так как уже в долине р. Теберды они не обнажаются, а на продолжении их полосы здесь выходят преимущественно среднепалеозойские и отчасти нижне- и верхнепалеозойские отложения. Западнее рассматриваемый комплекс, повидимому, нигде на Северном Кавказе эрозией не вскрыт.

### Краснодарский край

К западу от Большой Лабь, в верховьях Малой Лабь и Белой (778, 982), определенно прослеживается только древнейший комплекс кристаллических сланцев; он выходит здесь на поверхность в трех тектонических зонах (982): в зоне Главного хребта (I), в зоне Бамбака (II) и в зоне Передового хребта (III), разграниченных крупными продольными разрывами. Всюду, и особенно в зонах I и II, в них внедрены

древнейшие граниты и палеозойские спениты и диориты. На гнейсах местами (II) сохранились и слабее метаморфизованные свиты нижнего палеозоя, но большей частью непосредственно на них залегают то нижнеюрские отложения (I), то карбон (II), то триас (III), что указывает на сложные тектонические движения дифференциального характера и на сопровождавшие их процессы эрозии, которым подвергалась страна на протяжении ряда геологических периодов.

Наиболее западные выходы древнего докембрия известны в верховьях р. Белой, между вершинами Фипит и Чугуш на Главном хребте.

По сообщению В. Н. Робинсона, в некоторых местах района Лабы и Белой появляются в сложных тектонических условиях кристаллические сланцы, значительно глубже метаморфизованные, чем нижняя свита кембрия Ст<sub>1</sub>, но все же не идентичные гнейсам. Возможно, что здесь мы имеем аналоги пород верхнедокембрийского комплекса.

### Предкавказская равнина

На Предкавказской равнине, в районе Пятигорска, докембрийские отложения залегают, повидимому, неглубоко под покровом третичных и меловых отложений, о чем можно судить по ксенолитам гнейсов в трахилипаритах Бештаугорья (А. П. Герасимов, 295, 305).

О том же свидетельствуют выходы гнейсовидных гранитов в долине Аликновки близ Кисловодска, обнажающихся непосредственно из-под нижнемеловых отложений (787), и вскрытые под титаном (или нижним валанжином) буровой скважиной в Кисловодске на глубине 212 м кристаллические сланцы (305).

\* \* \*

Имеющиеся, хотя все еще весьма недостаточные фактические данные по докембрийским отложениям Северного Кавказа позволяют пока только в грубых чертах сделать некоторые сопоставления и наметить стратиграфическую схему. Охарактеризованные свиты объединяются в два комплекса — нижний и верхний.

**Нижний докембрий А.** Сюда включаются глубоко метаморфизованные с гнейсовой текстурой древнейшие осадочные и подчиненные им изверженные породы, а также две мощные формации ортогнейсов, образовавшихся за счет метаморфизации древнейших интрузивов — основных (и отчасти ультраосновных), давших амфиболиты, и кислых — давших лейкократовые ортогнейсы.

Древнейший комплекс кристаллических сланцев бассейнов рр. Черема и Чегема, т. е. свиты слюдяных гнейсов с мраморами, гранулитовых гнейсов и слюдяных сланцев можно в целом сопоставлять со свитой слюдяных сланцев и гнейсов области верховьев Большого и Малого Зеленчуков и Большой Лабы. Лабардацкую свиту амфиболитов, с значительной долей вероятности, можно сопоставлять с амфиболитами той же области. И в том и в другом случаях для этой свиты характерно существенное участие основных интрузивов, послуживших исходным материалом для амфиболитов: вместе с тем в обоих случаях устанавливается и участие первоначально осадочных слоистых пород. Среди амфиболитов западной части Центрального Кавказа установлены на протяжении всей полосы, от верховьев Аксаута и до верховьев Большой

Лабы включительно, мраморы, неизвестные в лабарданской свите. Возникающие в связи с этими мраморами многочисленные вопросы, касающиеся генезиса свиты амфиболитов, ее возраста и другие, здесь не рассматриваются; окончательное разрешение этих вопросов после накопления новых данных может изменить и изложенные здесь представления.

С лейкократовыми ортогнейсами Кестанты можно сопоставлять «тектониты» более западного района Центрального Кавказа, во многих случаях представляющие очковые гнейсы — продукт метаморфизации древнейших кислых интрузивов, внедрившихся в свиту слюдяных сланцев и гнейсов. Сюда же надо относить и рассланцованные диориты (то же гранодиориты) Санчаро. Надо подчеркнуть, что по р. Чегему амфиболиты, а по р. Кестанты, в верховьях Большого и Малого Зеленчуков и в верховьях Большой Лабы, — лейкократовые ортогнейсы приурочены к северной окраине или даже границе зоны Главного хребта; эта граница представляет зону разлома, вдоль которой создаются особенно благоприятные условия для образования тектонических клинфев. Последние, будучи сложены очковыми гнейсами или их аналогами, отмечаются в верховьях Зеленчуков даже среди юрских осадков, приведенных тектонически в соприкосновение с докембрием Главного хребта по упомянутой зоне разлома.

Все перечисленные образования заведомо древнее гранитов Главного хребта.

Верхний докембрий Аз. Сюда включаются кристаллические сланцы, развитые к северу от области распространения палеозойских отложений зоны Передового высокогорного хребта. Это, в основном, осадочные и в незначительной мере изверженные породы, занимающие по степени метаморфизма промежуточное положение между древним комплексом и нижнепалеозойской метаморфической свитой. В составе верхнего докембрия существенную роль играют разнообразные кварцитовые и еще более разнообразные серицитовые, хлоритовые и роговообманковые сланцы часто довольно пестрого минералогического состава. Этот сложный комплекс, требующий расчленения, принимается в целом тоже как более древний по сравнению с гранитоидами Главного хребта; при этом считается, что абиссальная интрузия гранитов Главного хребта не достигла комплекса верхнего докембрия (во всяком случае, севернее зоны палеозойских отложений) и оказала на него лишь слабое метаморфизирующее воздействие. Кроме того, он подвергся метаморфизму со стороны красных палеозойских гранитов, а также карбоновых сиенитов и диоритов; еще более местного характера воздействия оказали на него верхнепалеозойские и юрские интрузии кислой и средней магмы. В наиболее метаморфизованной части породы верхнего комплекса приближаются к некоторым разновидностям пород древнего комплекса: в них появляются андалузит, турмалин, биотит, амфиболы, гранаты; менее метаморфизованные породы приближаются к метаморфическим сланцам нижнего палеозоя и не всегда легко отличаются от последних.

Наиболее древние члены верхнего докембрия обнажаются, вероятно, по Кубани между устьями рр. Худеса и Кюль-тубе. Самые молодые члены вследствие погружения к востоку, повидимому, представлены чегемской свитой кварцитов и выпележащих кварцево-сланцево-хлоритовых сланцев.

Изложенные представления можно суммировать такой стратиграфической схемой:

A <sub>1</sub>	Протерозой (?)	A <sub>2</sub> <sup>3</sup> Чегемская свита кварцитов и слюдяно-хлоритовых сланцев
		A <sub>2</sub> <sup>1</sup> Слюдистые сланцы, железистые кварциты, роговообманковые и другие сланцы Баксана, Малки и Кубани
A <sub>1</sub>	Архезой (?)	A <sub>1</sub> <sup>8</sup> Лейкократовые ортогнейсы Кестанты, очковые гнейсы («тектониты») Большого Зеленчука и Большой Лабы, рассланцованные диориты Санчаро
		A <sub>1</sub> <sup>2</sup> Амфиболиты лабарданской свиты и Западного Карачая; биотито-роговообманковые гнейсы Ваза-лох
		A <sub>1</sub> <sup>1</sup> Слюдяные сланцы с пачками амфиболитов и кварцитов; гравулитовые гнейсы Кусарты; слюдяные гнейсы с мраморами и амфиболитами. <sup>1</sup>

## ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

### ОБЩИЙ ОБЗОР ПАЛЕОЗОЯ

#### Схема стратиграфии и тектоники

Палеозой Северного Кавказа представлен почти всеми его системами и отделами — от кембрия до перми включительно. Этот обширный комплекс напластований, суммарной мощностью более 17 км, состоит из нескольких менее крупных комплексов и серий отложений, выделяемых по наличию перерывов между ними или по принадлежности к разным геологическим системам. Отложения кембрия, силура, девона и нижнего карбона представлены метаморфизованными породами, а отложения среднего и верхнего карбона и перми — нормальными осадочными породами.

Выделены следующие комплексы, серии и свиты:

Нижний палеозой представлен тремя свитами: 1) нижней свитой метаморфических сланцев, 2) средней свитой известняков с фауной среднего кембрия и 3) верхней свитой сланцев и кварцитов (кембрий, возможно и ордовик?). Готланд (верхний силур), вероятно, отделенный перерывом от нижнего палеозоя, выражен свитой кварцитов, филлитов и известняков с фауной.

Девон, возможно без перерыва сменяющий силур, сложен четырьмя свитами: 1) вулканогенной свитой с кислыми эффузивами (кварцевые порфиры, туфы, сланцы, прослой известняка); 2) конгломератовой свитой (конгломераты, туфы, сланцы, прослой известняка); 3) карбонатной

<sup>1</sup> Предлагаемое И. Г. Кузнецовым стратиграфическое расчленение докембрийских отложений Кавказа представляет собой только рабочую схему. Термины «архезой» и «протерозой», «нижний» и «верхний докембрий» являются совершенно условными, еще не увязанными с принятыми для хорошо изученных областей подразделениями докембрия. *Ред.*



свитой (известняки с фауной верхнего девона, сланцы, туфогенные породы); 4) терригенной свитой (сланцы, песчаники, пачки известняков).

Нижний карбон, без перерыва залегающий на девоне, состоит из трех серий: 1) нижней серии метаморфизованных сланцев и вулканогенных пород (порфириды), в основании ее известняк с фауной этренских слоев; 2) средней серии, отделенной перерывом от нижней и состоящей из трех свит — нижней сланцевой, средней карбонатной (известняки с фауной визейского яруса) и верхней свиты сланцев и вулканогенных пород (порфиры, филлиты, глинисто-кремнистые сланцы с радиоляриями); 3) верхней серии сланцев, вулканогенных и обломочных пород, состоящей из четырех свит: глинистых сланцев, порфиритов и туфов, глинистых сланцев и песчаников и свиты глыбовых конгломератов.

Средний и верхний карбон, представленный континентально-лагуными отложениями (продуктивная толща), отделен значительным перерывом от нижнего карбона и сложен двумя свитами: 1) нижней песчано-глинистой свитой с туфами и пластами каменного угля (флора среднего карбона), 2) верхней свитой конгломератов и песчаников (флора верхнего карбона).

Нижняя пермь представлена двумя разделенными перерывом континентальными толщами: 1) нижней красноцветной толщей (песчаники, глинистые сланцы, эффузивы) и 2) верхней красноцветной толщей (конгломераты, брекчии, песчаники).

Верхняя пермь, отделенная перерывом от нижней перми, выражена морскими осадками (глинистые сланцы, известняки) с фауной.

Более подробно схема стратиграфии палеозоя Северного Кавказа представлена на прилагаемой таблице (табл. 3, стр. 66—71).

Отложения палеозоя обнажаются преимущественно в высокогорной полосе западной половины северного склона Кавказского хребта. Порядок расположения выходов палеозоя находится в соответствии с положением основных структурных форм Большого Кавказа, выраженных продольными тектоническими зонами, зарождение которых относится еще к началу палеозойской эры.

Современная структура Главного Кавказского хребта в области древнего субстрата (докембрий и палеозой) выражена в виде двух основных тектонических зон: зоны Главного хребта и зоны Передового (высокогорного) хребта. Между ними протягивается еще одна зона второго порядка, именуемая Промежуточной зоной (зона Бамбака и Пшекиша), юго-восточная часть которой рассматривается как южная подзона зоны Передового хребта. К северо-востоку от зоны Передового (высокогорного) хребта расположена зона Предгорных передовых хребтов, сложенных породами мезозоя. К юго-западу от зоны Главного хребта находятся складчатые зоны его южного склона.

Главная область распространения палеозоя расположена в пределах зоны Передового (высокогорного) хребта, охватывая также Промежуточную зону. Выходы палеозойских пород протягиваются здесь полосой до 280 км длиной, от р. Белой на западе до р. Чегема на востоке. Ширина этой полосы от 35 км в западной части уменьшается до 2 км на востоке по р. Чегему. В пределах ее развит почти полный комплекс отложений палеозоя. Севернее этой полосы, по р. Малке, изолированно расположен еще один участок выходов среднего палеозоя (готланд или верхний силур).

В зоне Главного хребта палеозой обнажается в областях ее погружения — на северо-западе в верховьях рр. Малой Лабы, Белой и Пшехи и на юго-востоке по рр. Ардону, Фиаг-дону и Гизель-дону. Кроме того, отдельные полосы палеозоя протягиваются вдоль южного склона Главного хребта и в пределах Сванетии.

В порядке расположения выходов нижнего палеозоя, девона и нижнего карбона в пределах зоны Передового хребта обозначается известная закономерность, выражающаяся в том, что по направлению с северо-запада на юго-восток появляются все более и более молодые напластования. В то время как в бассейне рр. Лабы и Урупа развит полный комплекс нижнего палеозоя, в бассейнах рр. Большого и Малого Зеленчуков обнажаются лишь породы девона и низов карбона, а на востоке — по р. Баксану находятся только выходы нижнего карбона. В Промежуточной зоне нижний палеозой распространен уже на всем ее протяжении, а отложения девона и нижнего карбона отсутствуют. В зоне Главного хребта обозначается иной порядок, и в обеих областях ее погружения сохранились породы нижнего палеозоя и нижнего карбона.

Распространение свит верхнего палеозоя не подчиняется этой закономерности, и отложения среднего и верхнего карбона и нижней перми отдельными участками довольно равномерно распределены по всей зоне Передового хребта и в Промежуточной зоне, а выходы верхней перми сосредоточены только в области погружения этих двух зон в бассейне рр. Белой и Лабы и на юго-восточном погружении зоны Главного хребта по р. Гизель-дону.

Причины таких закономерностей заключаются в структурных перестройках данной области Большого Кавказа, последовавших после крупных средневарисских движений конца нижнего и начала среднего карбона, создавших поднятие на северо-западе. В результате этих перестроек, совершавшихся в течение верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, область поднятия зоны Передового хребта была перемещена с северо-запада на юго-восток, а область погружения образовалась на северо-западе и окончательно сформировалась там в начале юрского периода.

### История изучения

Вопрос о присутствии в Кавказском хребте палеозойских отложений возник в семидесятых годах прошлого столетия, когда Э. Фавр на основании находок проблематических остатков, сходных с органическими, причислил к палеозою мощную толщу глинистых сланцев, развитых в области Главного хребта, до того относимых Г. Абигом к юрской системе. Начиная с этого момента в истории изучения кавказского палеозоя можно выделить четыре периода.

Первый период — с 1875 по 1911 г. — можно назвать периодом проблематического установления палеозоя. Почти на всех геологических картах того времени в области Главного хребта показывалась широкая полоса палеозойских сланцев. В восьмидесятых годах Ф. Шафажик (1842), наблюдая по р. Теберде выходы красноцветных обломочных толщ, сопоставил их с веррукано Альп и высказал предположение об их пермском возрасте. Это замечание не получило распространения и не было учтено последующими исследователями (И. В. Мушкетов, 770). Только после открытия в 1912 г. достоверного палеозоя был доказан верхнепалеозойский возраст красноцветных толщ (В. Н. Робинсон, 989)

и установлена, хотя и не сразу, принадлежность сланцев Главного хребта к юрской системе (И. Г. Кузнецов, 1926 г., 674).

Второй период — с 1912 по 1923 г. — является периодом установления достоверного палеозоя на Северном Кавказе. К этому времени относятся: открытие в 1912 г. в бассейнах рр. Белой и Лабы пермских морских отложений с богатой фауной (В. Н. Робинсон, 989), открытие в 1915 г. по р. Малке верхнего силура (А. П. Герасимов и М. Э. Янишевский, 316 и 325), установление в 1916 г. вдоль северного склона Кавказского хребта отложений среднего карбона с пластами каменного угля (В. Н. Робинсон и И. И. Никшич, 998), причисление к нижнему палеозою мощных толщ метаморфических пород, подстилающих карбон. В этот же период было начато изучение магматических пород палеозоя — серпентинитов рр. Белой и Лабы (Н. И. Безбородько, 77) и красных гранитов р. Малки (А. П. Герасимов, 302; К. Н. Паффенгольц, 806).

Третий период — с 1924 по 1937 г. — был периодом систематического изучения геологического строения Кавказского хребта, позволившего обнаружить новые свиты палеозоя и уточнить стратиграфические соотношения между немymi и палеонтологически охарактеризованными его толщами. Тогда же были выделены отложения кембрия (В. Н. Робинсон, 982), верхнего девона (К. А. Прокопов, 869; В. Н. Робинсон, 983), этренские слои низов карбона (В. Н. Робинсон, 983; А. А. Медведюк, 744), отложения визейского яруса в Главном хребте (В. Н. Робинсон, 993) и на его северном склоне (С. П. Соловьев, 1090, 1095) установлена новая (карачаевская) серия отложений нижнего карбона (Г. П. Агалин, 5) и обнаружены выходы перми в Северной Осетии (Л. А. Вардамянц, 216); даны первые обобщения по стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя (В. Н. Робинсон, 982, 987); выяснена принадлежность к палеозою ряда магматических комплексов. В этот период были проведены основные палеонтологические работы по фауне перми (В. К. Лихарев, 723, 723а, 726, 727, 1316) и по флоре карбона (М. Д. Залесский, 509а), а также описаны остатки организмов из кембрия (А. Г. Вологдин, 259а). Петрографическое изучение палеозойских пород становится более регулярным, но не охватывает еще целых комплексов.

Четвертый период — с 1938 г. и доньше — является периодом систематического изучения стратиграфии палеозоя Большого Кавказа и развития его тектонической структуры в палеозойское время (В. Н. Робинсон, 995). Этими работами дано полное расчленение палеозойских осадочных, метаморфических и магматических комплексов, выяснены геотектонические взаимоотношения между их отдельными компонентами и определена связь с залегающими среди них полезными ископаемыми. Метаморфические свиты среднего палеозоя отделены от свит нижнего; установлено наличие почти полного разреза отложений девона и нижнего карбона; уточнено строение континентальных толщ нижней перми и выяснены некоторые своеобразные особенности их залегания и условий накопления; освещены вопросы их золотонности. Для многих интрузивов установлены пределы возраста.

В этот же период проведен ряд систематических исследований отдельных магматических комплексов (А. Г. Кобилев, 587; Г. М. Ефремов, 473; Н. Е. Ефремов, 495; В. А. Затоковенко, 514). Появляются обобщающие работы по вулканизму палеозоя (И. Г. Кузнецов, 679). Начало изучение литологии верхнепалеозойских обломочных толщ (А. Г. Кобилев, 588, Кавказская экспедиция Академии Наук). Разведочными работами на каменный уголь уточнено строение продуктивной

толщи карбона (материалы В. Н. Зубцовского, Н. А. Кожемякина, В. Н. Бабенко и др.).

### Историко-геологический обзор

В результате геологических исследований двух последних десятилетий и особенно после работ 1938—1941 гг. (В. Н. Робинсон) наши знания стратиграфии отложений палеозоя Северного Кавказа достигли уже того уровня, когда представляется возможным дать некоторые общие выводы о геологической истории данной области в палеозойское время и о ее палеогеографии, по крайней мере для эпох среднего и верхнего палеозоя. Стратиграфия метаморфических толщ нижнего палеозоя мало разработана, и история его эпох остается для нас еще темной. Все же данные по верхнему силуру и девону позволяют осветить главные этапы их истории, а по отношению к нижнему карбону — высказать некоторые общие соображения. Несколько яснее вырисовывается история эпох среднего и верхнего карбона и пермского периода, отмеченных интенсивными проявлениями варисских тектонических движений.

Каледонские движения на Северном Кавказе непосредственными наблюдениями не доказаны, но косвенным путем их проявления устанавливаются на грани эпох нижнего и верхнего силура.

Вполне установлено, что главный переломный момент геологической истории палеозоя этой части Кавказа приходится на время между нижним и средним карбоном. До этого момента в течение верхнего силура, девона и нижнего карбона в данной области господствовал морской режим, после чего, начиная со среднего карбона и до конца нижней перми, здесь на долгое время установился континентальный режим, сменившийся только в верхней перми морским.

К этому же переломному моменту, отвечающему времени средневарисских движений, приурочено возникновение тектонической структуры, отличающейся от современной структуры Северо-Западного Кавказа тем, что в пределах зоны Передового хребта область наибольшего поднятия образовалась тогда на северо-западе, а область погружения находилась на юго-востоке. Несмотря на последующую перестройку этой структуры, следы былого существования ее сохранились доныне и отражены в порядке расположения выходов отдельных комплексов и свит нижнего и среднего палеозоя. Именно: на северо-западе в бассейнах рр. Лабы и Белой на поверхность выходят наиболее древние образования палеозоя, относящиеся к нижнему палеозою, частично к кембрию, а с удалением к юго-востоку и востоку, особенно в бассейнах рр. Большого и Малого Зеленчуков, широкое распространение получают отложения девона, а затем породы нижнего карбона, выступающие по рр. Теберде, Кубани и Баксану.

Напластования среднего и верхнего карбона и перми, отложившиеся после образования данной структуры, распространены более равномерно на всем протяжении зоны Передового хребта. Верхние же компоненты этого комплекса отложений, представленные верхнепермскими слоями, в порядке расположения своих выходов подчинены уже новой структуре, близкой к современной, окончательно сформировавшейся к началу юрского периода. В этой структуре область погружения зоны Передового хребта находилась уже на северо-западе, где в пределах ее, в бассейнах рр. Лабы и Белой, сохранились выходы верхнепермских слоев. В зоне Главного хребта отложения верхнего палеозоя сохрани-

лись как на северо-западном погружении ее (р. Пшеха), так и на юго-восточном (Горная Осетия).

### *Нижний палеозой*

Нам точно неизвестны стратиграфические соотношения между отложениями нижнего палеозоя и подстилающими их кристаллическими породами, условно относимыми к докембрию. На первый взгляд согласное их залегание в районе Малой и Большой Лабы как бы говорит об отсутствии перерыва, но различие в степени метаморфизма тех и других противоречит такому заключению, и существование перерыва является весьма вероятным.

Отложения нижнего палеозоя на большом протяжении представлены одинаковыми морскими фациями и распространены, хотя и локально, в разных частях Кавказского хребта, именно — в северо-западной части зоны Передового хребта, во всей Промежуточной зоне и в обеих областях погружения зоны Главного хребта, а также на южном его склоне. Все это показывает, что море того времени, особенно в кембрийский период, покрывало почти всю область Большого Кавказа. Первоначально кембрийское море, отложившее нижнюю сланцевую свиту, было неглубоким; процесс осадконакопления в нем сопровождался усиленной вулканической деятельностью, продукты которой дали материал, отложившийся в этом море вместе с нормальными осадками. В дальнейшем те и другие были превращены в различные метаморфические сланцы и порфиroidы.

В эпоху среднего кембрия открытое море распространилось еще шире и отложило карбонатные осадки в археоциатовой фации (известняки Дженту). В этой фации оно достигало пределов Закавказья (Дзигульский массив). В северной полосе моря (район Малки) тогда же развилась иная трилобито-брахиоподовая фация, по фауне близкая к шведскому, новоземельскому и сибирскому среднему кембрию. Следы былого пребывания моря в северной полосе отмечены уединенной глыбой известняка с фауной, обнаруженной по р. Малке А. П. Герасимовым.

История нижнепалеозойского моря в течение верхнего кембрия и ордовика нам совсем не ясна. Известно только, что в эти эпохи была отложена огромная толща (более 2000 м) мелкообломочных осадков, превращенных в кварциты и различные метаморфические сланцы и не охарактеризованных палеонтологически.

### *Готланд (верхний силур)*

Выходы верхнесилурийских отложений известны только в одном районе, именно по р. Малке и ее притоку р. Хасауту. Поэтому судить о размерах трансгрессии верхнесилурийского моря на Кавказе не представляется возможным. Нормального налегания отложений верхнего силура на породы нижнего палеозоя или докембрия нигде не обнаружено. Всюду контакт между ними тектонический. Более слабая, чем в породах нижнего палеозоя, степень их метаморфизма говорит о существовании перерыва и о проявлениях диастрофизма (каледонского) в начале верхнесилурийской эпохи.

Мощная толща верхнесилурийских песчано-глинистых осадков, выраженных ныне аркозовыми песчаниками, филлитами и кварцитами,

указывает на продолжительное существование тогда мелкого моря, в пределах которого только к концу эпохи стали отлагаться карбонатные осадки, в неустойчивых условиях и в различных по фаунам фациях. Известняки, чередующиеся с пачками филлитов, представлены то цефалоподовой фацией (Уллу-Лахран), то пелециподовой (Чегет-Лахран). Последняя обнаружена в останце известняка, представляющем собою обломок какого-то шаррированного покрова, корни которого неизвестны (А. П. Герасимов).

Фауна верхнего силура района Малки, отвечающая самым верхним его горизонтам, содержит элементы нижнего девона, что позволяет предполагать отсутствие перерыва между этими системами.

### Девон

Значительное развитие филлитовых сланцев в нижних горизонтах девона (р. Большая Лаба) сближает их с отложениями верхнего силура бассейна р. Малки, представленными там песчаниками, филлитовыми сланцами и известняками с фауной. Поэтому можно предполагать, что относительно мелкое море верхнего силура продолжало существовать и в нижнем девоне. Первоначально в составе его осадков почти не было примеси вулканогенного материала, но примерно к концу нижнего девона последний появляется в значительном количестве. Вулканическая деятельность, в ее эффузивных проявлениях, получает сильное развитие и широкое распространение и выражается в виде излияний кислой магмы, преимущественно кварцевых порфиров и альбитофиров, которые вскоре начинают сопровождаться мощными накоплениями их туфов.

Чередование туфов и туфогенных пород с песчано-глинистыми отложениями, а затем с карбонатными осадками, показывает, что в течение нижнего и среднего девона здесь преобладали условия седиментации в морской среде, в ее мелководной и прибрежной зонах, при постоянных колебательных движениях. В верхнем девоне морской режим достигает наибольшего развития и происходит отложение карбонатных, а затем мелкообломочных терригенных осадков.

По направлению с северо-востока на юго-запад фации девонских отложений изменяются в сторону большего их единообразия, что, видимо, было обусловлено отдалением от береговой зоны и тем самым ослаблением влияния колебательных движений на осадкообразование. В составе отложений вулканогенной толщи нижнего девона это различие фаций еще мало заметно. Но в среднем девоне изменение фаций, отмеченное частой сменой конгломератов, сланцев и известняков, выражено более резко на северо-востоке (Марух), чем на юго-западе (Архыз). Кроме того, на северо-востоке в составе конгломератов преобладают гальки кварцевых порфиров, а в более высоких горизонтах появляются также гальки известняков. Те и другие являются следами размыва нижележащих свит девона. По мере удаления к юго-западу количество галек этих пород значительно убывает, и конгломераты постепенно обогащаются гальками более древних пород, преимущественно гранитов, принесенных из зоны Главного хребта.

Отмеченный выше порядок распределения фаций указывает на положение области сноса на северо-востоке, а появление в конгломератах галек известняка говорит о поднятии этой области в среднем девоне, о перемещении к югу ее береговой зоны и об образовании перерыва в отложении осадков.

В конце среднего девона поднятие сменяется опусканием, море снова распространяется к северо-востоку и в начале верхнего девона (Франский ярус) отлагает свиту карбонатных пород, представленную на северо-востоке (Кяфар, Марух, Куль-тубе) чередованием известняков и терригенных осадков, а на юго-западе (верховья Кяфар-Агура) состоящую только из известняков. В этом сказывается отдаление береговой зоны к северо-востоку и углубление моря к юго-западу.

В последующую эпоху конца верхнего девона условия седиментации немного изменяются в сторону преобладания накопления мелкообломочных терригенных осадков над карбонатными породами. Примесь туфогенного материала в них значительно уменьшается. Вулканическая деятельность постепенно замирает. Море верхнего девона без перерыва сменяется морем нижнего карбона, отложения которого начинаются этренскими известняками (Теберда).

Таким образом, среди девонских отложений мы только в среднем девоне констатируем следы перерыва, появившегося в результате проявления спокойных, но довольно интенсивных движений и постепенного поднятия данной области, не повлекших за собой нарушения залегания нижележащих слоев девона. Повидимому, область поднятия и сноса в течение всего девонского периода существовала на северо-востоке, в пределах современного Предкавказья, и только в среднем девоне она испытала некоторое расширение к югу. В это же время в зоне Главного хребта возникла другая область сноса.

В зоне Главного хребта девонские отложения не сохранились. Но характер отмеченных выше изменений фаций в пределах зоны Передового хребта, указывающий на углубление моря к юго-западу, позволяет предполагать, что, по крайней мере, в верхнем девоне море распространилось еще дальше к юго-западу и покрывало зону Главного хребта.

По составу отложений как морских, так и вулканогенных, и отчасти по общему облику фауны девон Северного Кавказа имеет наибольшее сходство с девонем восточного склона Урала. Повидимому, соединение морей этих областей было на юго-востоке, в пределах современного Закаспия, где море огибало Предкавказское поднятие.

### *Нижний карбон*

Нижняя серия отложений нижнего карбона с этренскими известняками в основании, относящаяся к турнейскому ярусу (по Кяфару, Маруху и Теберде), является непрерывным продолжением вверх разреза девонских толщ. Характер морского режима в начале нижнего карбона остается почти тот же, что и в конце девона; только временами море углубляется и отлагает карбонатные осадки. Вулканическая деятельность в ее эффузивных проявлениях почти прекращается, и терригенные осадки отлагаются без примеси туфогенного материала, образуя толщи глинистых пород, превращенных позже в плычатые хлоритово-кварцитовые сланцы. Только к концу данной эпохи появляются признаки вулканической деятельности, выраженной отчасти в виде подводных излияний порфиритов, но главным образом проявившейся в образовании пластовых интрузий габбро-диабазов и порфиритов, внедренных в толщу нижнего карбона и нижележащих пород. В отличие от девонского периода, вулканизм в начале нижнего карбона отмечен извержениями основной магмы.

Отложения визейского яруса обнажаются в зоне Передового хребта только в ее восточной части (район Баксана). В силу тектонических

нарушений нигде в пределах этой зоны не выступают на поверхность самые нижние горизонты визейских отложений, вследствие чего контакт налегания их на подстилающие породы скрыт. Но в зоне Главного хребта (хребет Псеашхо) наблюдается, хотя и не вполне четко, залегание визейских слоев на более древних гранитах и присутствие галек гнейсов и гранитов и в вышележащих, тоже визейских, конгломератах. Поэтому с достаточным основанием можно считать, что визейские отложения не только в зоне Главного хребта, но и в зоне Передового хребта залегают трансгрессивно на различных по возрасту геологических образованиях. Отложения девона и низов карбона, некогда существовавшие в зоне Главного хребта, к началу визейского века были там смыты, но сохранились в зоне Передового хребта. Все эти данные говорят о вероятности проявления довольно значительных диастрофического характера тектонических движений между турне и визе, сменившихся в визейском веке повсеместным опусканием и трансгрессией моря. Морской режим установился здесь на долгое время, в начале которого были отложены песчаники и глинистые сланцы, а затем известняки с кораллами и брахиоподами (хребт Псеашхо, р. Баксан).

В последующее время конца визейского и начала намюрского веков продолжалось отложение морских осадков, представленных ныне филлитами и глинисто-кремнистыми сланцами с радиоляриями (тырнаузская свита). В то же время возобновилась эффузивная вулканическая деятельность, главными продуктами которой на этот раз были кислые эффузивы — порфиры и их туфы.

Следующая по возрасту карачаевская серия, вероятно отвечающая намюрскому ярусу, находится в тектоническом контакте с тырнаузской свитой. Общим признаком для обеих этих толщ является присутствие в них прослоев кремнистых пород с одинаковыми радиоляриями. Поэтому допущение нормального налегания карачаевской серии на тырнаузскую свиту и отсутствие перерыва между ними представляется достаточно вероятным.

Отложения карачаевской серии ((бассейны рр. Кубани и Малки) в основном представлены терригенными осадками мелкого моря, среди которых карбонатные фаши отсутствуют, но вулканогенные породы широко развиты.

В начале эпохи карачаевской серии отлагались песчано-глинистые осадки, среди которых появляются уже прослойки тонкозернистого туфогенного материала. Но вскоре вулканическая деятельность становится весьма интенсивной и выражается сперва подводными излияниями авгитовых порфиритов, а затем мощными накоплениями порфиритовых туфов. Потом опять возобновляется отложение нормальных песчано-глинистых осадков, но все же с постоянной примесью туфогенного материала. Накопляется мощная свита перемежающихся слоев глинистых сланцев и песчаников, содержащая также прослой кремнистой породы со скелетами радиолярий. Появление радиолярий подтверждает морское происхождение осадков этой толщи, но в то же время показывает, что радиоляриевые осадки отлагались здесь в условиях мелководных, в полосе шельфа и терригенных илов (А. В. Хабаров). В составе этой песчано-глинистой свиты имеются также прослой конгломерата, не содержащего кварцевых галек.

Конец седиментационного цикла карачаевской серии отмечен накоплением (по рр. Кубани и Дауту) мощных глыбовых конгломератов,



чередующихся с грубыми песчаниками. Среди обломочных компонентов этих конгломератов преобладают девонские породы, особенно гальки кварцевых порфиров, а также валуны и глыбы известняков с девонской фауной. Глыбы достигают иногда огромных размеров в несколько десятков кубометров и залегают на различных горизонтах толщи конгломератов. Кроме того, в этих конгломератах появляются уже гальки жильного кварца. Наибольшие скопления глыб известняка расположены вдоль южного края полосы выходов карачаевской серии, вблизи тектонического контакта ее с полосой нижнедевонских пород. Скопление столь крупных глыб известняка можно объяснить только размывом и обвалами с расположенных вблизи скалистых выступов суши того времени, сложенной известняками. Положение глыб на разных горизонтах толщи конгломератов говорит о длительности этого процесса, который, следовательно, мог протекать только в условиях постоянного поднятия берега и одновременного опускания дна моря, что предупреждало заполнение данного водоема осадками. Такие противоположного направления движения вряд ли могли совершаться без разрыва сплошности подстилающих толщ. Надо полагать, что они происходили по продольному сбросу, сохранившемуся частично донне.

Большая мощность мелкообломочных терригенных фаций карачаевской серии свидетельствует о широком распространении мелкого моря за пределами современной площади их выходов между рр. Тебердой и Бажсаном. Отсутствие обломочного кварца в составе значительной части отложений этой серии может быть объяснено тем же широким распространением моря, осадки которого прикрывали собой породы, содержащие жильный кварц. Такими породами уже в то время являлись метаморфические породы нижнего палеозоя и докембрия. Отложения среднего палеозоя, в частности девона, кроме девона западных районов, были бедны кварцевыми жилами. Повидимому, море покрывало тогда всю зону Передового хребта и распространялось далеко в пределы зоны Главного хребта. Появление обломочного кварца в верхних горизонтах карачаевской серии отмечает начало поднятий в прилегающих областях, в результате чего там полностью были смыты не только отложения данной серии, но и значительная часть нижележащих толщ среднего палеозоя, и вскрыты породы, богатые жильным кварцем. Несогласно залегающие на них отложения среднего и верхнего карбона уже в изобилии содержат обломочный кварц в виде галек в конгломератах.

Частая перемежаемость песчаников и глинистых сланцев в отложениях верхних свит карачаевской серии, а затем появление глыбовых конгломератов указывают на постепенное усиление колебательных движений и на переход их в конце нижнего карбона в диастрофические движения, охватившие значительную часть области Большого Кавказа.

Увеличение мощности и крупности конгломератов карачаевской серии по направлению с севера на юг указывает на появление области сноса на юге, что надо поставить в связь с диастрофическим характером проявления тектонических движений, сказавшихся прежде всего в более подвижной зоне, каковой являлась зона Главного хребта. На протяжении всей геологической истории Большого Кавказа можно заметить, что при диастрофических движениях зона Главного хребта всегда отличалась большей подвижностью, чем зона Передового хребта.

К началу среднего карбона средневарисские движения уже полностью охватили зону Передового хребта. В результате было создано общее поднятие всей области Большого Кавказа, более высокое на северо-западе, чем на юго-востоке. Несогласное залегание отложений среднего карбона на различных слоях более древних геологических образований, от нижнего карбона до докембрия включительно, свидетельствует о нарушениях внутренней структуры как в складчатых, так и в дизъюнктивных формах.

Эпоха средневарисских движений отмечена развитием крупных интрузий серпентинитов, габбро-диоритов и сиенито-диоритов, внедренных в породы девона и нижнего карбона (Кяфар, Теберда) и перекрытых отложениями среднего карбона.

### *Средний и верхний карбон*

В начале эпохи среднего карбона западная часть Центрального Кавказа представляла собой сушу и область усиленной денудации. Но примерно в середине этой эпохи последовало слабое опускание и начались процессы накопления осадков, происходившие здесь долгое время в континентальных условиях и отложившие продуктивную угленосную толщу среднего и верхнего карбона. Нижняя ее свита — песчано-глинистая — относится к вестфальскому ярусу, а верхняя — песчано-конгломератовая — к стефанскому ярусу.

Время начала отложения продуктивной толщи отмечено вулканической деятельностью, проявившейся более интенсивно в западных районах (бассейны рр. Белой и Лабы) и слабее на востоке. Сначала она выразилась излияниями порфиритов (хребет Бамбак, гора Малая Пщицера), а затем повторными извержениями кварцевых порфиров и их туфов. На востоке (бассейны рр. Большого и Малого Зеленчуков) вулканическая деятельность проявилась несколько позже (после образования нижней угленосной свиты) в виде новых извержений кварцевых порфиров и особенно их туфов.

В составе отложений продуктивной толщи совершенно не встречается морских осадков, и неизвестно нахождение каких-либо остатков морской или наземной фауны. Богатая ископаемая флора (изученная М. Д. Залесским) и угленосность толщи указывают на континентальное происхождение этих отложений. Частое присутствие в нижних слоях угленосной свиты стигмарий с сохранившимися корневыми придатками, наличие стоящих срезанных пней сигиллярий и ряд других признаков говорят об автохтонном происхождении и растительности и углей. Повидимому, отложение песчано-глинистых осадков угленосной свиты происходило в пределах континента в условиях медленного опускания местности, при постоянном заполнении ее этими осадками, и временами сильного заболачивания, сопровождавшегося накоплением растительного материала. Трансгрессия моря не достигала этой области. Временами из области континентального поднятия, находившегося на юге, приносился грубообломочный материал, отлагавшийся в виде прослоев конгломерата.

Увеличение к югу количества прослоев конгломератов, уменьшение мощностей песчано-глинистых горизонтов нижней свиты и ослабление ее угленосности говорят о том, что поднятие и область сноса находились на юге. Такое положение его подтверждается также изменением состава грубообломочных фаций, особенно среди отложений верхней

свиты продуктивной толщи. На севере конгломераты этой свиты состоят, главным образом, из галек кварца. Прослой и пачки, характерного для верхней свиты, крупного конгломерата с гальками кристаллических пород и кварцевых порфиров развиты только в низах свиты. С удалением к югу количество прослоев крупного конгломерата значительно возрастает (верховье Ацгары), размеры его галек увеличиваются, а прослой глинистых сланцев становятся тоньше.

Во время отложения угленосной нижней свиты область сноса на юге была еще невысокой. Но появление в составе верхней свиты крупных конгломератов с валунами кристаллических пород указывает на оживление речной эрозии в этой области, вызванное ее поднятием. Следовательно, в эпоху верхнего карбона начался новый цикл тектонических движений, превративших часть области седиментации в область эрозии, чем был обусловлен размыв нижней свиты и подчиненных ей кварцевых порфиров, переотложенных в прослоях крупного конгломерата.

В пределах центральной части области седиментации (верховья рр. Урупа, Аксаута и др.) процесс отложения осадков не прерывался между верхним карбоном и нижней пермью. Но по периферии ее, особенно на северо-западе (район Бамбака и р. Белой), перерыв обозначается под слоями светлых кварцевых конгломератов, согласно подстилающих нижнепермские красноцветные отложения и относящихся, вероятно, еще к верхам карбона. В основании светлых конгломератов появляется здесь пестрый базальный конгломерат. Эта свита пород несогласно налегает на различные горизонты продуктивного карбона и местами (гора Пшекиш) перекрывает прямо метаморфические толщи нижнего палеозоя. Такого же характера несогласие отмечено по северному краю зоны Передового хребта (р. Чилик), где светлые конгломераты налегают на дислоцированные слои среднего карбона. На востоке же (р. Чегем) красноцветные породы нижней перми местами прямо ложатся на докембрий.

Все это показывает, что тектонические движения, продолжавшиеся в течение всей эпохи верхнего карбона, создали к концу ее поднятие, которое окаймляло область седиментации с запада и с юга и в виде отдельных участков суши обозначалось на севере и на востоке. На севере (район Чилика, Большая Лаба) движения эти сопровождалось складкообразованием.

### *Нижняя пермь*

Появление, с началом времени отложения нижней красноцветной толщи, красной и бурой окраски пород указывает на происшедшее изменение климатических условий, отмечающее собой во многих странах конец каменноугольного и начало пермского периодов.

Нижняя красноцветная толща в большей своей части сложена темнокрасными песчано-глинистыми осадками с прослоями известняка в нижних горизонтах. Грубообломочный материал, в виде прослоев конгломератов, появляется только в верхней части толщи. В таком фациальном составе отложения ее выдерживаются на большом протяжении.

Преобладание мелкообломочных осадков в составе фаций нижней красноцветной толщи говорит о возникновении условий относительно далекого и спокойного переноса обломочного материала. Все эти данные указывают на медленное опускание и расширение области на-

копления осадков, а также на удаление и понижение областей сноса. Вероятно, отложения нижней толщи заполняли тогда не только зону Передового хребта, но и часть зоны Главного хребта.

Относительно правильная слоистость осадков нижней красноцветной толщи, постоянство некоторых горизонтов их на большом протяжении по простиранию и, особенно, присутствие в низах толщи прослоев известняка свидетельствует о том, что отложение осадков происходило в достаточно обширном водоеме. Вероятно, это был открытый пресноводный бассейн, не имевший прямой связи с открытым морем и окаймленный сушей как на юге, так и на севере. Никаких фаунистических остатков в отложениях нижней толщи не обнаружено. Но присутствие в нижних ее горизонтах остатков растений из класса хвойных (вальхия) показывает, что временами части этого бассейна заносились осадками и превращались в сушу.

Конец эпохи отложения нижней красноцветной толщи отмечен вулканической деятельностью, проявившейся в виде излияний порфиров, альбитофиров и кератофиров. Главные центры извержений находились на востоке, в бассейне верхней Кубани и в районе Аксаута. К северо-западу признаки вулканизма выражены слабо. В начале отложения верхней красноцветной толщи эти эффузивы уже размывались, и скопления их валунов образовали местами крупные конгломераты в основании верхней толщи (Чилик, Аксаут).

Верхняя красноцветная толща сложена в основном красными крупнообломочными конгломератами с прослоями песчаников. Это типичная континентальная толща со своеобразными условиями накопления. В составе ее конгломератов преобладают гальки и валуны кристаллических пород зоны Главного хребта. Палеозойские породы, происходящие из зоны Передового хребта, встречаются в них в меньшем количестве, и главным образом, в северной части зоны, слагая там толщи брекчий.

Верхняя красноцветная толща отделена перерывом от нижней. В Промежуточной зоне следы перерыва выражены слабо и даже отсутствуют. Но, по мере удаления к северу, перерыв начинает обозначаться, верхние горизонты нижней красноцветной толщи выпадают из разреза и, наконец, в северной части зоны Передового хребта конгломераты верхней толщи несогласно перекрывают уже дислоцированные слои среднего карбона (р. Большая Лаба) и более древние образования палеозоя.

В северной части зоны Передового хребта (рр. Большая Лаба, Уруп) конгломераты верхней красноцветной толщи залегают с наклоном к северо-западу под некоторым углом к подстилающей их поверхности древнего денудационного среза дислоцированных палеозойских толщ. Отложение слоев с наклоном характерно для континентальных обломочных толщ, накопившихся у подножий поднимающихся горных хребтов. В нижнепермское время на Кавказе такой хребет был расположен на юге, в области современного Главного хребта, породы которого составляют основную часть обломочных компонентов конгломератов. По мере поднятия хребта выносимый потоками материал отлагался все дальше и дальше к северу, вследствие чего мы находим там наиболее молодые слои толщи конгломератов, непосредственно лежащие на древних породах.

Одновременно с приносом обломочного материала с юга на севере зоны Передового хребта (от Малой Лабы до Урупа) по склонам отдель-

ных возвышенностей древнего рельефа суши отлагались брекчии из обломков девонских и других пород. Окатанного обломочного материала, указывающего на далекий принос с севера, в составе брекчий не обнаружено.

Разнообразие условий залегания верхней красноцветной толщи позволяет выяснить характер тектонических движений в эпоху нижней перми.

Область сноса, создавшегося в северной части зоны Передового хребта в результате движений в эпоху верхнего карбона, во время отложения нижней красноцветной толщи отошла к северу. К концу же этого времени довольно крупное поднятие снова возникло в северной полосе зоны и обусловило там смыв пород нижней толщи. Возможно, что это поднятие не соединялось с сушей, отошедшей к северу, и между ними оставалась полоса накопления осадков. В то же время Промежуточная зона, вместе с южной частью зоны Передового хребта, продолжала быть опущенной, и процесс седиментации в ней почти не прерывался. Затем последовало быстрое интенсивное поднятие зоны Главного хребта, позже повлекшее за собой поднятие Промежуточной зоны и захватившее также южную часть зоны Передового хребта. В результате усиленной эрозии южного поднятия накапливались мощные конгломераты верхней красноцветной толщи, а навстречу им на севере шло отложение брекчий.

В конце нижнепермской эпохи процесс поднятия хребта в Кавказской области приостановился, некоторое время еще продолжалась денудация его и размыв самой же конгломератной толщи, а затем наступило общее опускание. В результате суша осталась в виде острова.

Таким образом, диастрофизм последних эпох палеозоя в данной области Большого Кавказа выразился в постепенном замирании складкообразовательных процессов и в последующем усилении глыбовых движений. Он отмечен следующими этапами: 1) в эпоху верхнего карбона поднятие на юге и складкообразование на севере; 2) опускание в начале нижней перми; 3) в середине эпохи нижней перми слабые проявления складчатости и поднятие на севере; 4) интенсивные глыбовые поднятия на юге в эпоху отложения верхней красноцветной толщи; 5) в начале верхней перми слабые движения, сменившиеся опусканием всей области.

### *Верхняя пермь*

Обширное эпейрогеническое опускание обусловило в начале верхнепермской эпохи трансгрессию моря. Состав верхнепермской фауны (изученной Б. К. Лихаревым) указывает на тесную связь этого моря с Тетисом и на обособленность его от моря Русской платформы. Поэтому надо полагать, что трансгрессия шла с юго-запада из области Тетиса; окаймляя Кавказский остров, море наступало также с северо-запада и первоначально отложило там (уроч. Черноречье по р. Малой Лабе, верховья р. Бескеса) последовательную серию терригенных осадков, состоящую из базального конгломерата (местами), песчаников и глинистых сланцев с прослоями темного известняка. Дальнейшее опускание, вызвавшее исчезновение Кавказского острова, обусловило повсеместное отложение светлых известняков рифового типа.

В промежуточной зоне (гора Гефо, Раскол-скала) верхнепермские отложения почти сразу начинаются светлыми известняками.

## Схема стратиграфии палеозоя Северного Кавказа

Составил В. Н. Робинсон

Геологические подразделения		Литологическая и палеонтологическая характеристика отложений	Мощность м	Интрузии	Тектонические движения
Общие	Местные				
Верхняя пермь	P <sub>2</sub>	Перерыв			Складчатость (юноварисская) и общее поднятие
		Красные и серые песчаники и конгломераты из галек известняка с верхнепермской фауной: <i>Lyttonia richthofeni</i> Kaуv., var. <i>lopingensis</i> Lich., <i>Verbeekina</i> , <i>Neoschwagerina</i>	Более 500		
Верхняя пермь	P <sub>2</sub>	Перерыв			Общее поднятие
		Белые и светлосерые известняки с <i>Productus graciosus</i> Waг., <i>Lyttonia richthofeni</i> Kaуv., <i>Richthofenia caucasica</i> Lich., <i>Spirifer caucasicus</i> Lich. Глинистые сланцы и темносерые известняки с <i>Fusulina nana</i> Lich., <i>Productus yangtzeensis</i> Chao, <i>Lyttonia richthofeni</i> Kaуv. f. <i>nobilis</i> Waг. Глинистые сланцы, песчаники и местами базальный конгломерат	800		
Нижняя пермь	P <sub>1</sub>	Перерыв			Общее поднятие
		Верхняя красноцветная толща	Брекчиевидные конгломераты (из обломков палеозойских пород) Красно-бурые крупнообломочные конгломераты и песчаники с прослоями песчано-глинистых сланцев Крупный конгломерат с валунами порфиритов и альбитофиров (развит местами)	2000—3000	

Геологические подразделения		Литологическая и палеонтологическая характеристика отложений	Мощность м	Интрузии	Тектонические движения
Общие	Местные				
Нижняя пермь	P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Перерыв		Гранодиориты, габбро (Ятыр-варта)	Слабая складчатость и сильные глыбовые поднятия, сперва на севере, затем на юге в зоне Главного хребта
		Нижняя красноцветная толща	Темнокрасные песчаники с прослоями конгломерата, местами с эффузивами порфиритов и альбитофиров Темнокрасные и серые песчаники и глинистые сланцы, внизу с прослоями известняка; флора <i>Walchia piniiformis</i> Schl.		
	C <sub>8</sub> — P <sub>1</sub>	Светлый кварцевый конгломерат; внизу местами пестрый конгломерат			
Верхний карбон	C <sub>3</sub> <sup>2</sup> — C <sub>3</sub> <sup>1</sup>	Перерыв (локальный)			Складчатость в зоне Передового хребта и поднятия в зоне Главного хребта
		Верхняя свита продуктивной толщи	Серые песчаники и конгломераты с прослоями глинистых сланцев; местами сверху свиты порфириты; флора — <i>Pecopteris feminaeformis</i> Schl., <i>P. lepidorachis</i> Br., <i>Sphenophyllum oblongifolium</i> G. e. K.		
		Серые крупные конгломераты с вадунами кварцевых порфиритов; прослой песчаника с <i>Dadoxylon</i>			
	C <sub>3</sub> <sup>1</sup>	Серые песчаники с прослоями конгломератов и глинистых сланцев; флора — <i>Linopteris obliqua</i> Bunb., <i>Pecopteris cyathea</i> Schl.			

Геологические подразделения		Литологическая и палеонтологическая характеристика отложений	Мощность м	Интрузии	Тектонические движения		
Общие	Местные						
Средний карбон	Вестфальский ярус	$C_2^6 - C_2^5$ Нижняя свита продуктивной толщи	700—1000	Кварцевые порфиры (Кубань)			
		$C_2^4 - C_2^3$ Темные глинистые сланцы и песчаники с пластами угля; флора — <i>Calamites undulatus</i> St., <i>Lepidodendron adygense</i> Z al., <i>Neuropteris Robinsoni</i> Z al. Кварцпорфировые туфы (восточные районы)					
Нижний карбон	Намрский ярус (?)	$C_2^2 - C_2^1(?)$		Перерыв			
		Карачаевская серия	Четвертая свита	2000—2500	Красные граниты (Малка, Белая) Спелито-диориты Габбро-диориты Серпентиниты (Кяфар, Малка)	Складчатость (среднеарисская) и повсеместное поднятие	
			Третья свита				Кварцевые песчаники Глыбовые конгломераты с прослоями песчаников в конгломератах валуны и глыбы известняков с девонской фауной)
			Вторая свита				Темные глинистые сланцы, пересланяющиеся с песчаниками и туфопесчаниками, реже с конгломератами; в сланцах прослой кремнистой породы с радиоляриями — <i>Staurostylus caucasicus</i> Ch a b., <i>Litharium</i>
			Первая свита				Эффузивы порфиритов и их туфы
	Темные глинистые сланцы с прослойками песчаника и слоистые песчаники						



Геологические подразделения		Литологическая и палеонтологическая характеристика отложений	Мощность м	Интрузии	Тектонические движения
Общие	Местные				
Нижний карбон	Визейский ярус	?			
		Верхняя свита (тырнауская)	Район Баксана Кремнистые сланцы с радиоляриями и пестрые филлиты; порфиры и туфы; известняки с кораллами и брахиоподами, кварцитовые сланцы	Район Псеашхо	Более 500
		Средняя свита	Песчаники, глинистые сланцы и известняки	Глинистые сланцы Белые и темные известняки с кораллами <i>Lithostrotion cf. caespitosum</i> Mart. Песчаники с прослоями конгломерата	до 1000
	Нижняя свита		Кварцитовые полосчатые сланцы с прослоями мрамора		
Турнейский ярус	этренские слои	П е р е р ы в			
		Нижняя серия	Разноцветные пльчатые хлорито-кварцитовые сланцы с прослоями мрамора; чередуются с порфиритами (частью интрузивными)	до 700	Порфириты и габбро-диабазы
		Серые известняки с кораллами <i>Syringopora</i> и <i>Aplexus</i> и форамниферами <i>Endothyra robinsoni</i> N. Tschern.	150—200		

Складчатость (ранневарисская) и поднятие

Геологические подразделения		Литологическая и палеонтологическая характеристика отложений	Мощность м	Интрузии	Тектонические движения	
Общие	Местные					
Верхний девон	D <sub>4</sub> <sup>2</sup>	Четвертая свита	Серые глинистые сланцы и песчаники, иногда с прослоями мелкого конгломерата; пачки известняков	До 500	Поднятые на севере	
	Франкский ярус	D <sub>4</sub> <sup>1</sup>	Третья свита	Темносерые слоистые известняки с фауной: <i>Spirifer terneuxii</i> Murch., <i>Camarophoria brachypticta</i> Schn.		Более 500
				Разноцветные глинистые сланцы, туфопесчаники и туфы Темносерые массивные, отчасти слоистые, известняки со строматопорами — <i>Stylostroma</i> , <i>Labechia</i> , мшанками <i>Cyclotrypa</i> , водорослями — <i>Solenopora</i> , <i>Girvanella</i> .		
Средний девон	D <sub>3</sub>	Вторая свита	Разноцветные глинистые сланцы и туфопесчаники; местами светлые песчаники Светлосерый известняк	До 700		
			Пестрые глинистые сланцы, туфопесчаники и ниже конгломераты с гальками известняков и кварцевых порфиров Рассланцованные зеленые конгломераты, туфопесчаники и сланцы с прослоями известняка			
Нижний девон	D <sub>2</sub> — D <sub>1</sub>	Первая свита	Серые филлитовые и глинистые сланцы с прослоями песчаника, иногда с прослоями известняка Кварцпорфировые туфы, туфогенные песчаники и сланцы; прослой конгломерата Рассланцованные зеленые кварцевые порфиры и их туфы; ниже они переслаиваются с порфирами и сланцами; прослой конгломерата Серые филлитовые сланцы	1000—1500		

Геологические подразделения		Литологическая и палеонтологическая характеристика отложений	Мощность м	Интрузии	Тектонические движения
Общие	Местные				
Готландий	S <sub>2</sub>	(?)		1000—1500	Кварцевые диориты Кафара
		Филлитовые и глинистые сланцы Известняки с прослоями сланцев; фауна — <i>Cardiola interrupta</i> Sow., <i>Lunulicardium carolinum</i> Bagr., <i>Orthoceras annulatum</i> Sow., <i>Cheirurus insignis</i> Beug. Кварциты, филлиты и глинистые сланцы Кварцитовидные аркозовые песчаники			
Нижний палеозой (кембрий и ордовик ?)	P <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Перерыв		Более 2000	Граниты (гранито-гнейсы) Бескеса и Блыби
		Верхняя свита	Биотито-кварцитовые сланцы, кварциты и филлиты, чередующиеся с роговообманковыми и кварцево-хлорито-серпичитовыми сланцами		
	Средний кембрий	Средняя свита	Массивные, сверху слоистые серые мраморизованные известняки с <i>Archaeocyathus</i> Сланцы и сланцеватые известняки	До 400	Серпентиниты Лабы Граниты Дженгу (каледонские)
		Нижняя свита	Рассланцованные эффузивы и туфы (кварцевые порфиры и порфириты) Хлорито-эпидото-кварцитовые и пестрые кварцево-цоизито-хлоритовые сланцы	До 800	

Отсутствие там фацции терригенных осадков следует объяснять не столько фациальным замещением их известняками, сколько более поздним приходом сюда моря после погружения Кавказского острова, когда всюду стали отлагаться известняки.

Наступавшее в общем с юго-запада море, повидимому, не простиралось далеко к северо-востоку даже во время своего наибольшего углубления, и там оставалась суша, отделявшая верхнепермский морской бассейн Кавказа от моря Русской платформы.

В тех же местах, где верхнепермские отложения трансгрессивно залегают на породах верхней красноцветной толщи (гора Гефо, р. Андрук), угловое несогласие между ними выражено очень слабо; но там, где последние породы смыты, верхнепермские слои резко несогласно лежат на дислоцированных слоях продуктивного карбона (Черноречье) или на более древних образованиях (р. Бескес). Такие условия залегания, подчеркивая интенсивность проявлений складчатости еще в эпоху верхнего карбона, указывают на отсутствие складкообразования в начале верхней перми.

Верхнепермские морские отложения сохранились в виде небольших изолированных участков только в областях погружения древнего субстрата Большого Кавказа, именно на северо-западе в бассейнах рр. Белой и Лабы и на юго-востоке по р. Гизельдон. На всем промежуточном пространстве они были смыты в разное время. Но о былом существовании их там свидетельствуют конгломераты, состоящие из галек известняка с верхнепермской фауной (р. Архыз, район р. Теберды). Конгломераты переслаиваются с красными песчаниками и вместе с ними составляют особую красноцветную свиту не установленного возраста. Условия размыва известняков и образование конгломератов весьма своеобразны и еще не вполне выяснены.

Значительная часть верхнепермских отложений была уничтожена эрозией еще до отложения нижнетриасовых слоев. Последние только в немногих местах трансгрессивно залегают на них, а в большинстве случаев непосредственно перекрывают более древние геологические образования. Это говорит о проявлении крупных тектонических движений в конце пермского или в начале триасового периода и о длительности последующей эпохи денудации. Вся область Северо-Западного и, вероятно, Центрального Кавказа представляла тогда сушу. Несмотря на интенсивность этих юноварисских тектонических движений, признаков значительного складкообразования мы не находим ни в слоях верхней перми, ни в конгломератах верхней красноцветной толщи. Складчатые формы нарушений верхнепермских и нижнетриасовых слоев в современном их виде близки между собой.

Последующее опускание и трансгрессия моря произошли уже в середине эпохи нижнего триаса.

## **КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА И ДРУГИЕ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ**

На северном склоне Главного хребта, на протяжении от р. Белой до р. Баксана распространены более или менее метаморфизованные породы осадочного происхождения. Исследованиями последних лет (В. Н. Робинсон) установлено, что выходы этих пород занимают большую площадь в северо-западной части зоны Передового хребта, в бассейнах рр. Лабы и Урупа и более узкой полосой обнажаются на всем протяжении Промежуточной зоны между упомянутыми выше реками.

По степени метаморфизма, по минералогическому составу, по хорошо сохранившимся реликтовым структурам, типичным именно для осадочных образований, толща этих пород весьма резко отличается от более древних кристаллических сланцев. Породы этой толщи представлены, главным образом, филлитами, кварцитами, кварц-хлорит-эпидотовыми, кварц-хлоритовыми и кварц-серицитовыми сланцами. метаморфизованными известняками и даже настоящими мраморами.

Уже одно резкое различие в степени метаморфизма, подкрепленное очевидным налеганием метаморфической толщи на свиту кристаллических сланцев (в бассейне Лабы), ясно указывает на большую молодость первой по сравнению со второй. В свое время, за отсутствием достаточно полных данных об этих породах, не представлялось возможным с достаточной уверенностью указать в хронологической последовательности место для тех зеленых сланцев и мраморов, которые описаны многими лицами на пространстве между рр. Кубанью и Белой (302). А. П. Герасимов находил в них сходство, с одной стороны, с выделенным тогда «верхним докембрием», а с другой, — с настоящим нижним палеозоем. Только в 1934 г. был, наконец, решен вопрос об истинном возрасте по крайней мере части этой толщи пород. Много лет тому назад в мраморовидных известняках этой свиты в хребте Дженту, на водоразделе между Большой и Малой Лабами, В. Н. Робинсон нашел плохой сохранности окаменелость, которую много позже А. Г. Вологдин (259a) определил как *Archaeocyathus* sp. В шлифованных плитках тех же известняков были найдены тоже плохие остатки, отнесенные им к роду *Coelocyathus*. Обе эти формы, по мнению А. Г. Вологодина, дают право относить заключающие их породы к среднему кембрию.

Широко распространенная в зоне Передового хребта между рр. Большой и Малой Лабами толща метаморфических пород ясно распадается там на три отдела: верхний и нижний сланцевые и средний известняковый, в котором и были найдены вышеназванные окаменелости. Верхние сланцы сохранились далеко не везде и более широко распространены в верховьях р. Урупа. Свита известняков имеет мощность не менее 300 м, а толщина горизонта нижних сланцев, кварцитов и различных порфиридов достигает 800 м. Порфириды произошли, главным образом, за счет изменения кислых эффузивов. Известняки, не только целиком слагающие среднюю пачку, но в виде отдельных прослоев встречающиеся также и среди нижних сланцев, часто мраморовидны и испещрены густой сетью кальцитовых прожилков.

Непрерывность процесса накопления осадков во всей толще, подчеркиваемая присутствием известняковых прослоев среди нижней сланцевой пачки и отсутствием указаний на признаки перерывов или несогласий в залегании между всеми тремя отделами, дает основание в значительную часть «метаморфической толщи» бассейна р. Лабы отнести к кембрийскому возрасту. В других же местах распространения этой толщи она обозначается как нижнепалеозойская.

К западу от р. Малой Лабы в зоне Передового хребта метаморфическая толща почти не обнажается; но в зоне Бамбака (Промежуточная вона) она выступает в ряде небольших тектонически ограниченных полог по рр. Уруштену, Шише и на южном склоне хребта Челепсы (982).

Западнее р. Кипши подобные отложения, по данным И. И. Никшича (778), слагают ядро так называемой Пшекишской антиклинали (в пре-

делах Промежуточной зоны), распространяясь по всему водоразделу между Кишой и Безымянной и даже переходя к северо-западу от последней. И здесь внизу залегают метаморфизованные глинистые и песчанистые сланцы, над которыми следуют тоже перекристаллизованные плотные, неслоистые известняки с прожилками кальцита, общей мощностью от 100 до 160 м; выше снова лежат измененные сланцы, в верхних горизонтах содержащие прослои кварцитов с пиритом и сильно окремненных пород.

В зоне Главного хребта породы нижнего палеозоя обнажаются только в области ее погружения в хребте Абаго.

К востоку от р. Большой Лабы, вследствие общего погружения палеозойских складок на юго-восток, получают распространение более высокие горизонты, чем на Лабе, которые мы предпочитаем не причислять именно к кембрию, а трактовать более широко как нижний палеозой. Этот палеозой имеет здесь большую мощность и простирается почти до верховьев р. Кяфара. Южнее породы нижнего палеозоя обнажаются в пределах южной подзоны зоны Передового хребта (продолжение Промежуточной зоны) на протяжении от р. Большой Лабы до р. Баксана. Здесь развиты верхние сланцевые свиты, а известняки выступают только местами.

В условиях сложной тектоники нижний палеозой выступает в бассейне р. Ардона, где метаморфизованные породы впервые были кратко отмечены П. П. Пятницким (910) и позже упомянуты В. Н. Соловьевым (1081). Последний установил, что к югу от ворот Зелин-зуар кассарские граниты по плоскости заброса надвинуты с севера на сланцы и кварциты палеозоя. Почти то же самое повторяет об этих породах и Л. А. Вардамянц, относя их по возрасту в пределы докембрия и нижнего палеозоя. Большая часть пород этой свиты представлена кварцево-биотитовыми и роговообманково-эпидотовыми полосчатыми сланцами с редкими прослоями мраморов. Свита имеет явно осадочное происхождение. В. Н. Робинсон, сравнивая эту свиту с палеозойскими образованиями западных районов, склонен причислять ее к наиболее молодым образованиям нижнего палеозоя, допуская даже возможность принадлежности ее к среднему палеозою.

Совершенно исключительный интерес представляют кембрийские отложения, повидимому выступающие где-то по левому склону долины р. Четет-Лахран (правый приток р. Малки). Здесь на дне долины одного из левых притоков, недалеко от тропы, А. П. Герасимовым была встречена большая глыба известняка с мелкой, плохо сохранившейся фауной, в которой Е. В. Лермонтовой определены: *Solenopleura radugini* Lerm. (типа *S. holometopa* An g.), *Solenopleura* nov. sp. (типа *S. brachymetopa* An g.), *Anomocarella* sp., *Koldinia latifrons* Lerm., глаз *Acrocephalites* sp. (cf. *Acr. rostratus* Lerm.), *Agnostus fallax* Linns. var. *crassa* Lerm. (пигидий), *Acrotreta gerassimovi* var. sp. n., обломки ребристых брахиопод типа *Nisusia* — формы, указывающие на верхние горизонты среднего кембрия. Повидимому, эти отложения отвечают верхам горизонта с *Paradoxides forchhammeri* Швеции. Найденная на Новой Земле *Koldinia* имеет огромное распространение в среднем кембрии Сибири и встречается в Швеции вместе с типичными среднекембрийскими формами. К сожалению, коренной выход этих отложений, фациально отличных от кембрийских осадков хребта Дженту, вследствие недостаточной детальности исследований или вследствие сложных тектонических условий, еще не обнаружен.

## ГОТЛАНДСКАЯ СИСТЕМА (ВЕРХНИЙ СИЛУР)

На Северном Кавказе известен только один небольшой район, в котором с полной несомненностью установлены силурийские отложения. Это расположенный в 23—25 км к югу от Кисловодска район двух небольших притоков р. Малки, речки Уллу- и Чегет- (Большой и Теневой)-Лахрана, из которых первый впадает слева, а второй как раз напротив — справа. Здесь в 1915 г. в правой вершинной ветви Уллу-Лахрана А. П. Герасимовым впервые были встречены выходы силура (316), которые затем изучались в 1916 и 1917 гг. (318), а в 1918 г. они же были прослежены и по низовьям долины Чегет-Лахрана (319).

Наиболее хороший и отчетливый разрез силура можно наблюдать только в верховьях правой ветви Уллу-Лахрана, но и там условия выхода таковы, что нет уверенности в совершенной полноте разреза слоев соответственного возраста. Дело в том, что на обоих склонах узкой и глубокой долины отложения палеозоя трансгрессивно и несогласно перекрываются осадками нижней (?) юры. Правда, по боковому левому притоку, балке Силур-кол, слои этого возраста можно проследить несколько дальше вниз по падению, вплоть до выхода филлитов из-под юрских карнизов, а по правому притоку, рч. Чегет-кол, — по восстанию слоев их можно видеть вплоть до выхода кварцитов тоже под юрским карнизом.

Изучение разреза затрудняется, кроме того, довольно сложным тектоническим строением самой заведомо силурийской толщи, разбитой поперечными и продольными разрывами, сопровождаемыми перемещением отдельных глыб, и отделенной от подстилающих и покрывающих пород ненормальными контактами.

Естественно, что при такой сложности тектоники довольно трудно определить истинную мощность известняково-филлитовой толщи. Но если построенный разрез считать правильным и если, как выше сказано, кварциты считать почвой, а самые северные филлиты в балке Силур-кол принять за кровлю, то наивысшую видимую мощность этой толщи нельзя считать меньше 395—400 м.

Вся толща на правой ветви Уллу-Лахрана сложена известняками и подчиненными им филлитами. Известняки представляют плотные породы различных оттенков серого цвета. Самые верхние известняки, отличаясь довольно тонкой слоистостью, обладают способностью легко раскалываться по слоям, тогда как известняки более глубоких горизонтов этой способности лишены и раскалываются на неправильные куски по многочисленным кальцитовым прожилкам, пересекающим породы в разных направлениях. Все известняки ясно слоисты, но одни обладают тонкой слоистостью в 5—10 см (а иногда даже меньше), тогда как у других толщина слоев достигает 0,5 и 1,0 м и изредка больше. Филлиты, слагая в известняках нетолстые пачки, представляют зеленовато-серые, плотные, тонкослоистые, частью даже листоватые породы с шелковистым блеском на плоскостях наслоения. Вследствие их пластичности они в области надвига по Силур-коду и далее на восток оказываются не только вмятыми по трещинам в толщу известняков, но и вообще смятыми, скрученными, сплюснутыми и собранными в мелкие складочки (дисгармоничная складчатость).

Общее простирание свиты силурийских пород — северо-западное с северо-восточным падением, но залегание это отличается большими отклонениями как в азимутах, так и в углах падения.

В почве известняково-филлитовой силурийской толщи, отделяясь от нее, как уже сказано, плоскостью разрыва, залегает мощная свита серых или лилово-серых яснослоистых, мелкозернистых, иногда даже тонкослоистых кварцитов. А в кровле — такая же мощная свита темносерых, плотных глинистых сланцев и филлитов.

Удерживая северо-западное простирание, силурийские породы тянутся на юго-восток к долине р. Малки и в обычной фации известняков и филлитов, подстилаемых кварцитом, обнажаются в некоторых правых притоках Уллу-Лахрана и в верховьях мелких левых балочек, впадающих выше Лахрана в Малку.

Весьма интересно обнажение на левом берегу Малки, где оно, имея мощность между нижними кварцитами и верхними (?) филлитами около 425 м, т. е. несколько больше, чем на Уллу-Лахране, в общем сходно с ранее описанным основным обнажением, но отличается от него (и от всех остальных) полным отсутствием окаменелостей. Как и на Лахране, мы имеем здесь те же три главных пачки известняков, разделенные филлитами, но главную роль играют не известняки, а филлиты; сами известняки здесь часто окварцованы, гораздо более глинисты и отличаются еще более тонкой слоистостью, иногда почти сланцеватостью. Вся свита здесь смята, сплюснута, и данные по ее залеганию поэтому часто весьма резко различаются даже на двух соседних замерах.

Известняково-филлитовая толща идет и дальше к юго-востоку, vyplняет всю широкую и весьма оригинальную долину Чегет-Лахрана и в ее верховьях уходит под полого залегающие нижнеюрские породы. Здесь известняки и по внешнему виду, и по содержащимся в них окаменелостям весьма схожи с породами основного обнажения, также отделены разрывом не только от залегающих в почве кварцитов, но и от залегающих в кровле филлитов, т. е. обладают такими же условиями, как и на левом берегу р. Малки.

Но самым интересным обнажением силура в этой местности безусловно является та небольшая, совершенно уединенная скала известняков, которая поднимается на левом склоне Чегет-Лахрана между первым и вторым (спизу) его притоками. Отделяясь от выходящих по дну долины силурийских осадков крутым, сложенным кварцитами склоном, около 170 м высотой, эта уединенная скала имеет до 210 м по меридиану и до 95 м по перпендикулярному направлению; ее наибольшая высота достигает 48 м. Окруженная со всех сторон кварцитами, она, склоняясь на восток-северо-восток  $80^\circ$  под углом  $30^\circ$ , отделена от них слоем брекчий, местами достигающим 6,5 м мощности, а местами едва превышающим 1 м. Сильно окварцованная, пересеченная прожилками кварца и кальцита, брекчия сложена обломками различных метаморфических сланцев и кварцитов и в небольшом количестве известняков; кварциты, залегающие под ней, на толщину 2—6 м сильно смяты и тоже в изобилии проникнуты кварцем и кальцитом. Известняки — серые, желтовато-бурые и иногда черные, очень исковерканы, их падение быстро и резко меняется: то оно крутое к северо-востоку, то довольно пологое в том же направлении или же направлено на юго-восток или даже на юго-запад.

Нет сомнения, что это — какой-то останец, сохранившийся от размыва и представляющий часть шаррированной глыбы. Кроме тех силурийских известняков, которые залегают на дне долины Чегет-Лахрана, на Малке и по Уллу-Лахрану, нигде в соседнем районе (около 800 км<sup>2</sup>) нет никаких других выходов силура. Немного выше по склону кварциты и вся метаморфическая серия (нижнего и среднего? палеозоя) резко не-



согласно перекрыты нижнеюрскими породами, отложению которых предшествовал длительный период размыва, когда и могли быть уничтожены без следа другие части этого покрова.

В этой глыбе мы имеем совершенно иную фазию: если силур по Уллу-и Четет-Лахранам выражен в цефалоподовой фации, то в этом обрывке присутствует пелециноповая фашия. По возрасту все выходы относятся к верхнему силуру. Считать шаррированную глыбу более высоким горизонтом мы не можем, так как в выходах на Уллу- и Четет-Лахранах уже присутствуют намеки на переход к герцинским слоям.

На Уллу-Лахране и в выходах по верховьям мелких левых притоков Малки была собрана в 1915—1916 гг. довольно значительная фауна, обработанная М. Э. Янишевским (325). В 1917—1918 гг. были сделаны новые сборы (как дополнительно по Уллу-Лахрану, так особенно по Четет-Лахрану), переданные М. Э. Янишевским для обработки Г. Р. Егеру. Последним описаны частью те же формы, что и в статье Янишевского, частью, и даже главным образом, другие.

Общий список форм с Уллу-и Четет-Лахранов, изученных М. Э. Янишевским и Г. Р. Егером, содержит: *Petraia* sp., *Cladochonus* sp., членики морских лилий *Leptaena comitans* Barr., *Spirifer superstes* Barr., *Pentamerus linguifer* Sow., *Discina* sp., *Atrypa canaliculata* Barr., *A. cf. obovata* Sow., (\*) *Cardiola interrupta* Sow., (\*) *Lunulicardium carolinum* Barr., *L. delersum* Barr., (\*) *L. caucasicum* Jan., *L. panenka* Barr. (2 вида), *L. evolvens* Barr., *Hercynella bohémica* (?) Barr., *H. radians* Barr., *Tentaculites* sp., *Aticonema simile* Pern., *Loxonema (Stylonema) arachnae* Barr., *Cyclonema (Cyclonemina) cf. karlsteinensis* Barr., (\*) *Orihoceras annulatum* Sow., (\*) *O. originale* Barr., (\*) *O. pleurotomum* Barr., (\*) *O. fasciolatum* Barr., *O. oblitum* Barr., *O. michelini* Barr., (\*) *O. currens* Barr., *O. explanans* Barr., *Cromus beaumonti* Barr., (\*) *Cheirurus insignis* Beug. var. *gerassimovi* Jan., (\*) *Ch. quenstedti* Barr., *Phacops* aff. *bronnii* Barr., *Bronteus* sp., *Harpes* sp.

Формы, отмеченные знаком (\*), были описаны М. Э. Янишевским более подробно (1263).

Особенно интересны окаменелости, происходящие из шаррированного обломка, представленные преимущественно пелецинодами. Г. Р. Егером описаны следующие формы: *Lunulicardium* aff. *caucasicum* Jan., *Dualina inexplicata* Barr., *D. comitans* Barr., *Silurina distorta* Barr., *S. percalva* Barr., *Praelucina cf. simplex* Barr., *Vevoda cf. expectans* Barr., *Vlasta pulchra* Barr., *V. incorrecta* Barr., *Slava* sp. nov., *Isocardia* sp., *Panenka* sp., *Orihoceras grewingki* Barr.

Весь остаток фауны указывает на верхний силур и обнаруживает большое сходство с богемским силуром, для Уллу-и Четет-Лахрана — именно с цефалоподовым известняком верхнего яруса E, отмечаемым Барандом (Barrande) буквой E<sub>2</sub>. Присутствие таких форм, как *Hercynella bohémica* (?) Barr. и *Spirifer superstes* Barr., отчасти указывает, может быть, на переход к нижнему девону, но так как определение *Hercynella bohémica* Barr. не особенно надежно и сопровождается знаком вопроса и так как не исключена возможность ее принадлежности к виду *Hercynella praecursor* Pern., свойственному горизонту E<sub>2</sub>, то переход этот во всяком случае выражен далеко не ярко.

Фауна шаррированного обломка, хотя и относящаяся к совершенно другой фации, указывает на тот же самый верхний горизонт E<sub>2</sub> богемского силура. Установить возрастное различие этих двух фаций, таким образом, пока не удалось.

Добавление.<sup>1</sup> Верхнесилурийская свита известняков, филлитов и кварцитов согласно подстилается мощной (более 1000 м) свитой слабо метаморфизованных осадочных пород. В нижней части этой свиты развиты кварцитовидные, частью аркозовые песчаники, а выше — филлитовые и серицитокварцитовые сланцы. По своему стратиграфическому положению и по литологическому составу эта свита также может быть причислена к верхнему силуру.

### ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения на Северном Кавказе установлены находками фаун верхнего девона сперва К. А. Прокоповым в 1934 г. по р. Теберде (869), а затем В. Н. Робинсоном в 1935 г. по рр. Аксауту и Маруху (933). Дальнейшими исследованиями В. Н. Робинсона (1941 г.) были выявлены более древние напластования девона, относящиеся к среднему и отчасти к нижнему девону, а также самые верхние горизонты его и переходные слои к карбону. Установлено также широкое распространение девонских отложений в пределах зоны Передового хребта, обнажающихся с перерывами на протяжении 160 км от р. Малой Лабы до меридиана горы Эльбрус.

Выходы девонских пород сосредоточены в трех районах: 1) в Сассейнах рр. Большой и Малой Лабы и по р. Уруп; 2) в верховьях р. Кыфара и по рр. Большому Зеленчуку, Маруху и Аксауту; 3) по р. Теберде и к востоку от нее по рр. Куль-тубе, Дауту и в бассейне Верхней Кубани.

Тектоническая структура, создавшаяся в зоне Передового хребта в результате средневарисских движений, выразилась в погружении тектонических элементов к юго-востоку и в поднятии их к северо-западу. Поэтому на северо-западе, в бассейне р. Лабы, выходят на поверхность наиболее глубокие горизонты девонских отложений, а с удалением к юго-востоку в их разрезе появляются более молодые напластования девона.

Комплекс отложений, относящихся к девону, по литологическому составу подразделяется на четыре основные свиты, общей мощностью до 3000 м. Первая, нижняя свита характеризуется значительным развитием вулканогенных образований, вторая свита — грубообломочными отложениями, третья — преобладанием карбонатных пород и четвертая — мелкообломочными терригенными осадками. Все эти образования в той или иной степени метаморфизованы. Палеонтологически охарактеризованы только верхние слои карбонатной свиты, содержащие фауну верхнего девона. Нижние свиты по условиям залегания и фациальному сходству со свитами девона соседних областей могут быть отнесены к среднему и частью к нижнему девону. Обе нижние свиты по мощности составляют около двух третей всего разреза девонских слоев.

Самые нижние слои девона не выходят на дневную поверхность в пределах зоны Передового хребта. Поэтому стратиграфические соотношения их с отложениями силура остаются неизвестными. Выходы последних находятся восточнее, по р. Малке, где разрез их заканчивается вверх слоями известняков с фауной верхнего силура, содержащей элементы девонской фауны (М. Э. Янишевский, 1263). Возможно, что между силуром и девонem Северного Кавказа перерыва в отложении не было.

<sup>1</sup> В. Н. Робинсона.

## Район рр. Лабы и Урупа

Самые северо-западные выходы девонских пород расположены по балке Никитиной, являющейся правым притоком р. Малой Лабы. Отсюда они протягиваются полосой от 4 до 6 км шириной до р. Большой Лабы, переходя на правобережье ее и в балку Горелую. Девонские слои залегают здесь в форме крупной продольной синклинали. С юго-западной стороны полоса их выходов находится в тектоническом контакте по разрыву с выходами пород нижнего палеозоя, а местами с отложениями среднего карбона. На некотором протяжении линия контакта перекрыта конгломератами нижнепермской верхней красноцветной толщи, что указывает на существование значительных нарушений в палеозойских слоях еще до отложения этих конгломератов.

Девонские породы данного района представлены метаморфическими сланцами, образующими здесь две свиты. Нижняя свита сложена серыми филлитовыми сланцами, выступающими на всем протяжении северо-восточного крыла синклинали. Верхняя свита, расположенная далее к юго-западу, состоит внизу из кварцево-хлоритовых сланцев, переслаивающихся с рассланцованными зелеными кварцевыми порфирами, выше которых залегают кварц-порфировые туфы с прослоями рассланцованного конгломерата; конгломерат содержит крупные гальки и валуны кварцевых порфиров. Отдельные пачки филлитовых и кварцитовых сланцев встречаются также в верхней свите. К западу в составе этой свиты по-прежнему серые кварцевые порфиры и их туфы.

По р. Урупу и его притокам — Псекеичу, Косой и Власничихе — обнажаются метаморфические породы, вполне сходные с породами обеих свит девона Большой Лабы. Преобладающими являются серые филлитовые сланцы, иногда с прослоями серого песчаника и конгломерата. Встречаются также рассланцованные конгломераты и туфы.

Нижние свиты девонских отложений, развитые в более восточном районе рр. Большого и Малого Зеленчуков, приравниваются там к среднему и частью к нижнему девону. Отличие лабинского разреза заключается в более слабом развитии конгломератов и в преобладании филлитовых сланцев, занимающих в разрезе самое низкое положение. Учитывая общее поднятие тектонических элементов к северо-западу, можно считать, что это различие обусловлено появлением здесь более глубоких горизонтов девонских отложений, соответствующих полностью нижнему девону. Большое развитие филлитовых сланцев сближает эти отложения с отложениями верхнего силура по р. Малке, в составе которых филлитовые сланцы являются преобладающей породой. Это обстоятельство можно рассматривать как косвенное указание на вероятность отсутствия перерыва между отложениями силура и девона на Северном Кавказе.

## Район рр. Большого и Малого Зеленчуков

В пределах этого района развит почти полный разрез всех четырех свит девонских отложений.

По р. Маруху девонские слои залегают в форме крупной синклинали, осложненной второстепенными антиклиналями и разрывами. Ядро синклинали, расположенное к северо-востоку от коленаобразного изгиба р. Маруха (уроч. Нарат-эшик), сложено известняками и сланцами верхнего девона, а в крыльях синклинали выступают грубообломочные и вулканогенные породы нижних двух свит девона. Самые нижние гор-

зонты девона, отвечающие свите филлитовых сланцев, здесь не выступают на дневную поверхность.

Наиболее глубокие горизонты нижней (первой) свиты обнажаются по р. Маруху в северо-восточном крыле синклинали, в районе балок Семиродниковой, Длинной и Джелтмес. Они представлены преимущественно метаморфизованными кислыми эффузивами, верхние горизонты которых образованы темнозелеными рассланцованными кварцевыми порфирами. Выше они чередуются с туфами, а затем почти сплошь идут рассланцованные кварц-порфировые туфы, переходящие далее в туффиты и туфогенные песчаники и сланцы. В этой части разреза появляются отдельные прослойки и пачки конгломерата, а выше горизонты серых филлитоподобных глинистых сланцев.

Вторая свита составляет непрерывное продолжение первой свиты, но отмечена появлением среди туфогенных пород большого количества пачек конгломератов с рассланцованным цементом из туфогенного материала. Гальки конгломератов представлены отчасти породами древних интрузий (гранодиориты, плагиограниты и др.), но главным образом кварцевыми порфирами, происходящими из нижней свиты. Грубообломочные породы являются преобладающими во второй свите, но кроме них она включает два небольшой мощности горизонта светлых известняков, которые последовательной сменой через сланцы и туфо-песчаники чередуются с горизонтами конгломератов. В верхней части свиты конгломераты содержат, наряду с большим количеством галек кварцевых порфиров, также гальки нижележащих светлых известняков. Но никакого несогласия и перерыва между отложениями этой части свиты и подстилающими ее слоями не обнаружено. Свита заканчивается сверху нестрыми туфо-песчаниками и глинистыми сланцами, на которые без перерыва налегает горизонт светлосерого известняка, начинающего собою третью свиту карбонатных пород.

Третья, карбонатная свита, мощностью до 500 м, состоит из трех горизонтов известняков, разделенных пачками серых, зеленоватых и темно-красных туфов, песчаников и глинистых сланцев. Средний, наиболее мощный (150 м) горизонт представлен темносерыми массивными известняками, в которых по р. Маруху, ниже уроч. Нарат-эпик, были найдены В. Н. Робинсоном органические остатки, определенные Б. Б. Чернышевым: водоросли *Solenopora* sp. и *Girvanella* sp., фораминиферы, мшанки *Cyclotrypa* sp. Фауна эта не дает точного определения возраста данного горизонта. Третий горизонт слоистых известняков по своему положению соответствует тому горизонту известняков, в котором по рр. Аксауту и Теберде была найдена фауна франского яруса верхнего девона.

Верхняя, четвертая свита является непосредственным продолжением третьей свиты. Наиболее полно она обнажается к юго-востоку от изгиба долины р. Маруха. В составе этой свиты преобладают серые глинистые и песчано-глинистые сланцы с прослоями граувакковых песчаников; известняки занимают подчиненное положение и выражены маломощными пачками. Примесь туфогенного материала в отложениях четвертой свиты значительно меньше, чем в нижележащих свитах.

Описанный разрез всех четырех свит по р. Маруху является наиболее характерным для девона Северного Кавказа. В основных чертах он повторяется и в других районах, но всегда с некоторыми отклонениями в фациальном составе отложений.

В юго-западном крыле синклинали, выходящем уже в долину Большого Зеленчука, выше устья Богословской балки, обнажаются расслан-

пованные кварц-порфиновые туфы и филлитовые сланцы верхней части нижней свиты, конгломераты и туфы второй свиты и белые мраморовидные известняки нижнего горизонта карбонатной свиты.

Далее к северо-западу, по р. Кяфару, ниже слияния его с р. Чиликом, нижние горизонты девона, сложенные в основном кварцевыми порфирами, не выступают на дневную поверхность, и разрез начинается серыми филлитоподобными песчано-глинистыми сланцами, переслаивающимися внизу с конгломератами, а выше — с песчаниками. Долину Кяфара пересекает здесь поперечный сброс, вследствие чего к западу от него в опущенном крыле сразу появляются выходы конгломератов и туфов верхних горизонтов второй свиты. Конгломераты резко сменяются вышележащими известняками, но следов перерыва здесь все же не наблюдается. Карбонатная свита, так же как и по Маруху, состоит из трех горизонтов известняков, но более равномерной мощности. Сланцы, разделяющие известняки, пестро окрашены и содержат большое количество туфогенного материала.

В юго-западной части зоны Передового хребта, в верховьях р. Кяфар-Агура, по хребту Аби-ишыр-хуба и на южном склоне его к урочищу Архыз расположен еще один значительный участок выходов девонских пород. Разрез их включает филлитоподобные сланцы нижней свиты, мощную толщу рассланцованных конгломератов и туфов второй свиты, известняки третьей свиты и отчасти сланцы четвертой свиты. Существенное отличие этого разреза от разреза девона по Маруху заключается в уменьшении мощностей и даже выклинивании сланцевых горизонтов, разделяющих горизонты известняков в карбонатной свите. В силу этого, последняя получает здесь сокращенную мощность и представлена почти одними известняками. Кроме того, в составе конгломератов второй свиты значительно уменьшается количество галек кварцевых порфиров. Такое изменение фаций следует объяснять удалением этих мест от области сноса терригенного материала, сложенной породами кислых эффузивов и находившейся тогда на северо-востоке.

В районе между Марухом и Тебердой оси продольных складок испытывают значительный прогиб, вследствие чего напластования девона и нижнего карбона скрываются здесь под более молодыми отложениями верхнего палеозоя и снова появляются из-под них вблизи р. Теберды.

Поэтому по р. Аксауту девонские породы обнажаются из-под слоев среднего карбона только в ядре небольшой брахиантиклинали к северу от балки Большой Гыды. Разрез начинается массивными темносерыми известняками среднего горизонта карбонатной свиты, переходящими кверху в слоистые. Выше следуют серые глинистые сланцы с прослоями песчаника, на которые налегает верхний горизонт темносерых известняков (мощностью до 40 м) с прослоями сланцеватого мергелистого известняка. Известняки снова сменяются выше серыми глинистыми сланцами и песчаниками.

В прослоях мергелистого известняка верхнего горизонта В. Н. Робинсоном (1983) была найдена фауна брахиопод, по определению Д. В. Наливкина относящаяся по возрасту к франскому ярусу верхнего девона: *Camarophoria brachyptycta* Sch n u r, *Camarotoechia*, ex gr. *livonica* B u c h, *Productus* sp., *Spirifer verneuili* M u r c h.

#### Район рр. Теберды и Верхней Кубани

На левом склоне долины р. Теберды и по левому притоку ее — р. Агуру, к северу от р. Гидама, на небольшом протяжении обнажаются

слои верхней части карбонатной свиты. Как и на Аксауте, девонские слои несогласно перекрыты здесь отложениями среднего карбона и сложены в антиклинальную складку с разрывом ее северного крыла. Разрез девонских слоев по р. Теберде вырисовывается в следующем виде.

Нижняя часть разреза, мощностью более 130 м, состоит из 5—6 чередующихся пачек толсто- и тонкослоистых темносерых почти черных известняков среднего горизонта карбонатной свиты. Известняки содержат строматопоры, которые по определению В. Б. Чернышева (из сборов В. Н. Робинсона) указывают преимущественно на верхний девон, но представлены новыми видами: *Stylostroma caucasica* sp. nov. и *Labechia robinsoni* sp. nova.

Вышележащая часть разреза, общей мощностью до 100 м, выражена внизу довольно равномерным чередованием отдельных пачек известняка с пачками серых, вверху зеленоватых и красноватых, песчаников и глинистых сланцев. Выше них залегает верхний горизонт известняков с прослоями известково-глинистых сланцев; в этих известняках находится фауна верхнего девона. Известняки сменяются выше серыми песчаниками, частью кремнистыми, а затем следует свита чередующихся слоев зеленоватых и красноватых глинистых и кремнистых сланцев и песчаников с прослоями мелкого конгломерата. Разрез заканчивается вверху более мощным горизонтом песчаника.

Фауна из верхнего горизонта известняков, обнажающихся здесь по р. Агуру, определена Д. В. Наливкиным из первых находок К. А. Прокопова (869) и последующих сборов А. А. Медведюка (744) и В. Н. Робинсона.

Фауна, как и по р. Аксауту, отвечает ближе всего франскому ярусу верхнего девона: *Camarophoria brachyptycta* Schnur, *Camarophoria* sp., *Productus* ex gr. *subaculeatus* Murch., *Spirifer verneuili* Murch.

По заключению Д. В. Наливкина (в статье К. А. Прокопова, 869), верхний девон Теберды по общему облику фауны и характеру пород очень близок к верхнему девону Закавказья, Эльбруса, Урала и Спелней Азии, отличаясь от верхнего девона Русской платформы. Д. В. Наливкин находит также, что кремнистые породы верхней части данного разреза очень напоминают зилаирскую толщу Урала, которая относится там к фаменскому ярусу.

Толстослоистые черные мраморизованные известняки среднего горизонта разрабатываются как облицовочный материал.

Немного выше по р. Теберде, к югу от р. Гилама, обнажаются самые верхние горизонты четвертой свиты, представленные песчано-глинистыми осадками, непосредственно подстилающими так называемые гиламские известняки, содержащие фауну переходных слоев от девона к карбону (этреньские слои). Переход от девонских отложений к нижнекарбовым непрерывный.

К востоку от р. Теберды обозначается поднятие осей складок зоны Перелового хребта. Вследствие этого между Тебердой и Даутом, в районе верховьев р. Куль-тубе на поверхность выходят нижележащие отложения девона. Южная часть участка поднятия выдвинута в виде пролольной тектонической глыбы, в которой выступают наиболее глубокие горизонты девонских отложений, представленные метаморфизованными вулканогенными породами нижней свиты, главным образом расщепленными кварцевыми порфиритами, их туфами и близкими им породами, превращенными в сланцы. Пересекая рр. Даут и Кубань, южнее аула Карт-джурт, тектоническая глыба протягивается до северного подножья

Эльбруса. К востоку от р. Даута девон нигде не обнажается за пределами этой глыбы.

К западу от р. Даута, в верховьях р. Куль-тубе, севернее тектонической глыбы развиты вышележащие напластования девона. Разрез их начинается расчлененными конгломератами и туфогенными породами второй свиты. Выше залегает третья свита, состоящая из трех горизонтов известняков, разделенных серыми глинистыми сланцами и светлыми песчаниками, в составе которых туфогенный материал почти не встречается. Верхняя часть этой свиты и четвертая свита сложены преимущественно темпосерыми известково-глинистыми сланцами и сланцеватыми известняками. Таким образом, по сравнению с более западными районами, в районе р. Куль-тубе отложения третьей и четвертой свит фациально несколько изменяются в сторону усиления их карбонатности, особенно в верхних горизонтах, и исчезновения туфогенного материала в их составе.

Вдоль южного края зоны Передового хребта, между рр. Тебердой и Даутом, протягивается еще одна тектонически обособленная, узкая полоса метаморфических сланцев, включающих два маломощных горизонта мрамора; у Даута среди этих пород имеются также прослои метаморфизованного конгломерата. В таком составе данная свита напоминает нижнюю часть второй свиты девона района р. Маруха, содержащей там среди конгломератов и сланцев два горизонта известняков.

### О возрасте девонских свит

В заключение необходимо остановиться на тех основаниях, которые позволили причислить отложения всех четырех описанных выше свит к девону. Наличие фауны франского яруса в верхнем горизонте известняков третьей карбонатной свиты является исходным положением для обоснования возраста нижележащих свит.

Существенное отличие разреза нижней вулканогенной свиты от разреза верхнесилурийских слоев района р. Малки позволяет отнести ее полностью к девону. Развитие мощных вулканогенных образований является вообще характерным для отложений нижнего и среднего девона. На восточном склоне Урала и в Казахстане присутствие кислых эффузивов отмечено в верхах нижнего и в низах среднего девона. Исходя из этого, нижнюю свиту северокавказского девона, сложенную в основном кварцевыми порфирами и их туфами, можно отнести к верхней части нижнего девона и отчасти к среднему девону. Тогда вторая свита конгломератов, туфов и сланцев должна полностью соответствовать среднему девону.

Третья, карбонатная свита, относящаяся в верхах к франскому ярусу, а в средних горизонтах содержащая фауну, близкую верхнедевонской, должна быть приравнена в большей своей части к верхнему девону. Возможно, что нижняя часть этой свиты принадлежит еще к среднему девону.

Возраст самой верхней, четвертой свиты глинистых сланцев, песчаников и известняков определяется довольно точно по положению ее между палеонтологически установленными горизонтами — франским ярусом внизу и низами карбона (этренские слои) вверху. Следовательно, четвертая свита относится к верхней части верхнего девона и может быть причислена к фаменскому ярусу, что подтверждается также фациальным сходством ее с зилаирской толщей Урала.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольной системы Северного Кавказа, на основании существования перерыва в их образовании и несогласия в залегании, разделяются на две разнородные по составу группы напластований. Нижняя группа, охватывающая комплекс пород нижнего карбона, состоит из трех различных по составу серий напластований, а верхняя группа представлена единой серией слоев среднего и верхнего карбона. Стратиграфия и распространение каждой из этих групп рассматривается далее отдельно.

### Нижний карбон

Отложения всех трех серий нижнего карбона представлены преимущественно морскими осадками, но, кроме того, довольно большое развитие в их составе имеют вулканогенные образования. Породы нижней и средней серий, соответствующие по возрасту турнейскому и визейскому ярусам, отличаются от пород верхней серии большей степенью метаморфизма, и в этом отношении они примыкают еще к девонским образованиям, непрерывным продолжением которых является нижняя серия. Отложения верхней, так называемой карачаевской серии, отвечающей по своему положению намюрскому ярусу, по степени метаморфизма близки к нормальным осадочным породам среднего и верхнего карбона, но отделены от последних значительным перерывом. Между нижней и средней сериями отложений нижнего карбона также имеется перерыв.

В пределах зоны Передового хребта имеют распространение отложения всех трех серий нижнего карбона, выходы которых расположены в центральной и восточной частях зоны, на протяжении 150 км от р. Кяфара до р. Баксана, и совершенно отсутствуют на северо-западе ее. Но в зоне Главного хребта отложения нижнего карбона, представленные только средней серией его (визейскими слоями), сосредоточены в северо-западной части, в верховьях рр. Малой Лябы и Белой.

Такое расположение выходов нижнего карбона является отражением варисской тектонической структуры, создавшейся здесь в начале среднего карбона и выразившейся в пределах зоны Передового хребта общим погружением осей складок к юго-востоку и образованием области поднятия и сноса на северо-западе. В зоне Главного хребта погружение складок имело противоположное направление. Несмотря на последующие тектонические нарушения, порядок расположения выходов отдельных свит нижнего карбона, обусловленный этой структурой, сохранился в основном лонине. На западе, по рр. Кяфару, Большому Зеленчуку, Маруху и Теберде, выступают только слои нижней серии (турне), а на востоке, в бассейне Баксана, обнажаются отложения, средней серии (визе). В промежутке между ними, от рр. Даута и Кубани до р. Малки, напластования этих серий уходят на глубину, и на этом протяжении обнажаются только слои верхней (карачаевской) серии.

Полоса распространения нижнего карбона, особенно ее восточная часть, расчленена системой продольных сбросов на отдельные узкие тектонические глыбы. По этой причине разрезы каждой глыбы (и даже их отдельных свит) в большинстве случаев обособлены друг от друга и непосредственно не могут быть увязаны между собой. Это обстоятельство и бедность отложений нижнего карбона палеонтологическими остатками не позволяют еще в настоящее время дать законченную схему их стратиграфии.



## Нижняя и средняя серии нижнего карбона

## Район между рр. Тебердой и Кяфаром

В пределах этого района обнажаются отложения нижней серии нижнего карбона. Наиболее полно разрез их представлен по р. Теберде, ее притоку р. Гидаму и в соседнем к востоку ущелье р. Кыир-кол. Этот участок ограничен с северной стороны разрывом и изолирован от выходов верхнедевонских слоев с фауной, расположенных севернее по рч. Агуру. Поэтому разрезы тех и других не могут быть непосредственно увязаны. Но выше по р. Теберде, в пределах этого же участка, обнажаются песчано-глинистые породы верхней (четвертой) свиты девонского разреза, на которые согласно и без перерыва налегает горизонт темносерого известняка, мощностью более 150 м, содержащего фауну переходных слоев от девона к карбону (этренские слои). Выходы известняка расположены по обоим склонам долины р. Теберды у сел. Верхнетебердинского и к югу от р. Гидама.

Гидамским известняком начинается нижняя серия отложений нижнего карбона. В этом известняке в 1936 г. была обнаружена (В. Н. Робинсон, 983; А. А. Медведюк, 744) фауна кораллов *Ampplexus* sp., *Syringopora* sp. и фораминифер, определенных Н. Е. Чернышевой как *Endothyra robinsoni* N. Tchern. (форма близкая к *E. communis* Raus.) и *Nodosinella* sp. Эта фауна указывает ближе всего на возраст этренских слоев.

Подобные же известняки обнажаются также южнее по р. Теберде, откуда они протягиваются к востоку в верховья рр. Кыир-кол и Куль-тюбе.

Всюду выше известняков залегает свита серых, а затем зеленоватых и буро-лиловых плейчатых хлоритово-кварцитовых сланцев с пачками белого мрамора. К этой же свите приурочено несколько довольно мощных горизонтов порфиритов и габбро-диабазов; иногда порфириты залегают и в толще известняков. Все это показывает, что порфириты представляют собою интрузивные образования, контактным воздействием которых надо объяснять повышенную, по сравнению с нижележащими отложениями, метаморфизацию сланцев и известняков, превращенных в мрамор. По своему положению — выше этренских слоев — свита сланцев должна быть полностью отнесена к низам нижнего карбона, именно к турнейскому ярусу.

Примерно такой же состав и облик имеют породы нижней серии карбона в более западных районах. По р. Маруху, к югу от выходов девонских известняков района горы Пастухова, обнажаются серые и разноцветные сланцы с прослоями мрамора и с интрузиями порфиритов и габбро-диабазов. К этой свите сланцев и интрузивов вблизи горы Карабек приурочено месторождение магнитного железняка с халькопиритом, генезис которого связан с последующей интрузией габбро-диоритов (В. Н. Робинсон, 983).

Далее к северо-западу, по р. Большому Зеленчуку у Богословской балки, в верховьях р. Кяфара и в нижнем течении р. Чилика выступают эти же нижекарбоновые плейчатые серые и разноцветные сланцы, белые мраморы и местами габбро-диабазы. В основании свиты сланцев лежит горизонт известняка, который, следовательно, может быть параллелизован с гидамским известняком. Известняки Чилика включают гнездовые месторождения исландского шпата.

В верховьях р. Кяфара в верхних горизонтах свиты сланцев наблюдается появление эффузивных разностей порфиритов с миндалекаменным сложением, однотипных с порфиритами из интрузивных залежей.

Это обстоятельство позволяет рассматривать интрузивные порфириды тоже как нижнекарбоновые образования.

На восточном склоне Урала вулканогенные породы нижнего карбона приурочены, главным образом, к верхам турнейского и низам визейского ярусов. Принимая во внимание стратиграфическое положение порфиридов, мы можем отнести изверженные их на Северном Кавказе также ко времени конца турнейского века.

### Район р. Баксана

В этом районе на поверхность выступают породы средней серии нижнего карбона. Они слагают восточную оконечность Передового высокогорного хребта, пересеченного поперечной долиной р. Баксана в районе Тырна-ауза. К востоку от р. Баксана отложения нижнего карбона обнажаются почти до р. Кестанты.

Согласно исследованиям С. П. Соловьева (1090, 1085, 1095), Б. В. Орлова, П. Я. Крауса и последним наблюдениям В. Н. Робинсона (780а, 1373), серия этих напластований состоит из двух свит. Свиты имеют местные названия «центральной» и «тырнаузской». Общая мощность их не менее 1000 м.

«Центральная» свита сложена в нижней части мощной толщей (более 300 м) кристаллических известняков, а выше — метаморфизованными глинистыми сланцами и песчаниками. Тырнаузская свита в основном состоит (снизу вверх) из кварцитов и филлитов, пачек кристаллических известняков, порфиридов и туфов, пестроцветных филлитов, иногда с пачками конгломератов и глинисто-кремнистых сланцев; встречаются прослои яшмовидных пород. В известняках тырнаузской свиты по р. Су-арыку С. П. Соловьевым (1095) обнаружена в 1936 г. фауна кораллов и брахиопод типа нижнего карбона. Обе упомянутые свиты он причисляет к нижнему карбону и считает «центральной» свиту нижней, а тырнаузскую верхней. В кремнистых сланцах тырнаузской свиты встречаются радиолярии — *Lithapium* sp., *Staurostylus* sp. (И. Н. Ситковский, 1063; С. П. Соловьев, 1090, А. В. Хабаков, 1192).

Породы «центральной» свиты слагают гребневую часть Тырнаузского хребта; известняки этой свиты продолжают еще далее к западу через гору Суарык (Ак-кая) до верховьев р. Джуаргена. Вдоль северного склона хребта протягивается полоса выходов тырнаузской свиты. Обе полосы разделены продольным сбросом, наличие которого лишь частично установлено непосредственными наблюдениями стратиграфические соотношения между этими свитами. Но присутствие в тырнаузской свите радиолярий сближает ее с верхней (карачаевской) серией (содержащей такие же радиолярии) и позволяет помещать тырнаузскую свиту выше «центральной».

«Центральная» свита по возрасту может быть отнесена к визейскому ярусу на основании следующих соображений. Во-первых, сочетание в разрезе этой свиты песчаников, глинистых сланцев и мощных известняков напоминает разрез верхней части отложений нижнего карбона, обнажающихся в зоне Главного хребта по рр. Малой Лябе и Уруштуцу и на южном склоне его по р. Ингуру в Сванетии, где в известняках были найдены кораллы визейского яруса. Во-вторых, известняки и сланцы «центральной» свиты ни по характеру разреза свиты, ни по мощности не могут быть сопоставлены с гиладскими известняками (этрэнскими) и сланцами нижней серии карбона района Теберды. В-третьих, развитие

в составе этой свиты мощной толщи карбонатных осадков говорит о расширении и углублении моря, что характерно для отложений второй половины визейского века на Урале. Таким образом, для «центральной» свиты более или менее определенно устанавливается возраст визейского яруса, может быть даже верхней части его. Возраст тырныузской свиты намечается в пределах конца визейского и начала намюрского века.

Самые нижние горизонты «центральной» свиты скрыты на глубине; поэтому характер налегания их на нижележащие слои карбона нам неизвестен. Но наличие перерыва под отложениями нижнего карбона в зоне Главного хребта позволяет предполагать, что и в районе Баксана визейские слои залегают трансгрессивно.

В месте подхода Тырныузского хребта к р. Баксану обнажаются молодые граниты (эльджуртинские), внедренные в толщу пород «центральной» свиты и оказавшие на них значительное контактное воздействие с образованием рудных скарнов в известняках и ороговикованием глинистых сланцев и песчаников. На Тырныузском хребте в пределах выходов пород «центральной» свиты расположено известное месторождение молибденовых и вольфрамовых руд. По исследованиям Л. А. Варданянца (198), С. П. Соловьева (1085, 1090), Б. В. Орлова (791а), Н. А. Хрущева и других лиц, оруденение Тырны-ауза генетически связано с этими гранитами.

#### Район верховьев рр. Малой Лабы и Белой

Отложения нижнего карбона обнажаются здесь в пределах области северо-западного погружения зоны Главного хребта. Выходы их расположены на протяжении 32 км двумя продольными параллельными полосами шириной не более 3—4 км каждая. Северо-восточная полоса протягивается от верховьев р. Малой Лабы через хребет Псеашхо к верховьям р. Уруштена. Юго-западная полоса занимает верховья р. Киши и переходит к юго-востоку на южный склон Главного хребта в истоки р. Лауры, притока р. Мзымты.

Каждая полоса, ограниченная с обеих сторон продольными разрывами, представляет собою тектоническую клинообразную глыбу, выдвинутую среди площади выходов нижеюрских отложений; по р. Малой Лабе она приведена в контакт с докембрийскими породами.

Отложения нижнего карбона представлены двумя свитами метаморфизованных осадочных пород, мощностью в несколько сот метров, включающих значительное количество небольших пластовых интрузий и даек диоритов и диабазов, оказавших контактное воздействие на эти породы. Такие же интрузии находятся и в окружающих нижеюрских породах и, следовательно, представляют собою молодые геологические образования.

Нижняя свита имеет большее распространение, чем верхняя. Наиболее полно разрез обеих свит нижнего карбона представлен на северном склоне хребта Псеашхо по р. Холодной.

Отложения нижней свиты подстилаются рассланцованными гранитоидными породами неизвестного возраста. На эти гранитоиды налегают бурые песчаники, весьма обогащенные обломочными компонентами гранитного состава, сходного с нижележащими гранитоидами, что указывает на разрушение последних еще до отложения песчаников. Следовательно, наличие перерыва перед отложением песчаников и трансгрессивное залегание их здесь весьма вероятно. Бурые песчаники смещаются

выше разноцветными полосчатыми и ленточного сложения ороговикованными серицитовыми и кварцитовыми сланцами с прослоями и пачками мраморов.

Верхняя свита обнажается к северу от выходов пород нижней свиты. Непосредственного стратиграфического контакта между ними не обнаружено; возможно, что этот контакт тектонический. Нижняя часть верхней свиты сложена светлыми песчаниками, иногда с гранитной дресвой и с прослоями конгломерата, содержащего гальки гнейсов и гранитов, не похожих на вышеупомянутые гранитовидные породы, но сходных с докембрийскими гнейсами и древнепалеозойскими гранитами зоны Главного хребта.

На песчаники налегает довольно мощная толща темных и белых мраморовидных известняков. В темных известняках В. Н. Робинсоном (1982, 1993) были найдены кораллы, рассеянные в известняках небольшими группами. По определению Н. Н. Яковлева, кораллы относятся к нижнекаменноугольным формам — *Lithostrotion cf. caespitosum* Mart., указывающим на принадлежность известняков к визейскому ярусу.

Известняки переслаиваются в верхах с серицитизированными глинистыми сланцами и затем полностью сменяются песчано-глинистыми и глинистыми хлоритизированными сланцами. Последние имеют большое сходство с глинистыми сланцами нижнеюрских отложений, находящихся здесь в контакте с ними, вследствие чего граница между этими толщами сланцев не всегда может быть установлена.

Вероятное существование перерыва перед отложением слоев нижней свиты позволяет причислить ее вместе с верхней свитой к визейскому ярусу, потому что отнесение данной свиты к более древним образованиям нижнего карбона влечет за собой перемещение перерыва в низы его. Но среди известных нам напластований нижних горизонтов карбона, по р. Теберде и в других местах, такого перерыва не наблюдается. Кроме того, нижняя свита отложений нижнего карбона зоны Главного хребта по своему составу заметно отличается от пород нижних горизонтов карбона, выходящих в зоне Передового хребта.

Слои нижнего карбона, в пределах северо-восточной полосы их выходов на склонах хребта Псеашхо, собраны в крупные и мелкие складки весьма сложного строения. По разрыву, окаймляющему данную полосу с северо-востока по р. Уруштену, породы нижнего карбона приведены впритык к нижнеюрским сланцам, а по р. Малой Лябе — к докембрийским гнейсам. В юго-западной полосе, по рр. Кише и Лауре, находятся выходы только пород нижней свиты, главным образом разных серицитовых и кварцитовых сланцев.

Диабазы и диориты, залегающие в виде интрузий в породах нижнего карбона, в контактах с известняками образуют скарны и рудные скопления, состоящие из пирита, пирротина и халькопирита. Полосчатые роговиковые породы и белые мраморы нижней свиты представляют собой довольно красивый облицовочный материал.

### Верхняя (карачевская) серия

В бассейнах верхних течений рр. Кубани и Малки имеет распространение мощная серия терригенных и вулканогенных пород, залегающих ниже продуктивной толщи среднего карбона. Эта серия выделена под общим наименованием карачевской серии.

Отложения карачаевской серии обнажаются непрерывной полосой, до 70 км длиной и до 4—5 км шириной, которая протягивается от р. Даута почти в восточном направлении, пересекает р. Кубань у сел. Карт-джурт, выходит к верховьям р. Малки и заканчивается уже в бассейне р. Баксана в районе Тырны-ауза. Отложения ее обнажаются также севернее этой полосы по долинам рр. Кубани и Даута, где на них непосредственно налегают напластования нижнепермской верхней красной толщи. Самые западные выходы пород карачаевской серии падают по р. Теберде у сел. Нижнетебердинского. К западу от р. Теберды отложения карачаевской серии нигде не сохранились, и там средний карбон непосредственно налегает на различные более древние образования палеозоя.

Основная полоса выходов карачаевской серии представляет собою узкую тектоническую глыбу, окаймленную продольными сбросами и расположенную севернее полосы девонских пород. Вследствие косою пересечения сбросами направления простирания слоев и преобладающего падения их на юго-запад, по мере удаления от р. Кубани к востоку, на поверхность выходят все более и более низкие горизонты карачаевской серии, которые в верховьях р. Малки выступают уже в контакте с тырны-аузской свитой.

По данным Г. П. Агалина (5) и последующим исследованиям В. Н. Робинсона; карачаевская серия представляет собою непрерывную толщу отложений, состоящую из четырех свит, общей мощностью более 2000 м.

Нижняя свита представлена в основном темными плотными глинистыми сланцами, обычно с тонкими песчанистыми прослойками; в некоторых частях свиты глинистые сланцы пересланяются с темносерыми песчаниками. Выходы нижней свиты протягиваются от верховьев р. Малки к западу до р. Чучкура, притока р. Худеса. В восточных участках их выходов развита песчано-глинистая фация, но к западу преобладают глинистые сланцы. Изолированный выход глинистых сланцев и песчаников этой свиты в виде тектонического клина, зажатою в толще пород верхнего карбона, находится также в районе р. Баксана к северу от Тырны-ауза. К линиям тектонических контактов этих двух толщ приурочены здесь месторождения сурьмяных руд, генетически связанных с молодыми эльджуртинскими гранитами.

Вторая свита сложена эффузивами основной магмы и ее продуктами — авгитовыми порфиритами и их туфами. На востоке порфириты слагают гребень Передового хребта между верховьями рр. Джуаргена и Ислам-чата (притока р. Малки). Затем они выступают на хребте Ташлы-сырт и по р. Чучкуру и выражены там частично лавами с эллипсоидальной отдельностью. Далее к западу, до р. Кубани, развиты, главным образом, порфиритовые туфы, слагающие верхние горизонты свиты.

Третья, наиболее мощная свита состоит из перемежающихся слоев темных глинистых сланцев со слоями серых и зеленоватых полимиктовых песчаников и туфо-песчаников с рассеянными прослоями бескварцевого конгломерата, иногда с гальками известняка. В глинистых сланцах встречаются прослойки черной кремнистой породы с радиоляриями, среди которых А. В. Хабаков (1192) определил следующие формы: *Cenosphaera* sp., *Staurostylus caucasicus* Chab. и *Lithapium* sp., указывающие на принадлежность этих пород к карбону. Отложения третьей свиты выступают по рр. Ислам-чату и Чучкуру, но главное распространение они имеют далее к западу по рр. Кубани и Дауту.

Особенностью отложений описанных трех нижних свит является отсутствие в их составе обломочного кварца (Г. П. Агалин, 5), который появляется в верхней свите.

Верхняя, четвертая свита представлена уже крупными глыбовыми конгломератами, чередующимися с начками грубозернистых песчаников. С третьей свитой она связана постепенным переходом, выраженным появлением большого количества прослоев конгломератов среди сланцев и увеличением размеров их обломочных компонентов. Подавляющее количество галек и валунов в конгломератах состоит из девонских пород — кварцевых порфиров и известняков. Глыбы известняка достигают иногда размеров нескольких десятков кубометров и залегают на разных горизонтах свиты. В этих конгломератах появляется уже примесь обломочного кварца, количество которого возрастает кверху. Самые верхние слои свиты состоят уже из кварцевых песчаников. Глыбовые конгломераты обнажаются, главным образом, по рр. Кубани и Дауту и на небольшом протяжении по р. Ислам-чату.

Валуны и глыбы известняков из конгломератов верхней свиты содержат девонскую фауну, среди которой встречены кораллы *Alveolites mailleuxi* L e c. (определение Б. Б. Чернышева) и *Trematophyllum* sp.

Таким образом, отложения верхней свиты карачаевской серии отмечены большим количеством признаков размыта более древних толщ, вызванного началом крупных средневарисских тектонических движений.

Самые нижние горизонты карачаевской серии не выступают на дневную поверхность; поэтому их стратиграфические соотношения с визейскими отложениями, в частности с тырнаузской свитой, остаются нам неизвестными; контакты между ними тектонические. Несомненно только то, что карачаевская серия представляет собой более молодое образование, чем породы тырнаузской и «центральной» свит района р. Баксана. Отложения карачаевской серии затронуты процессами метаморфизма в более слабой степени, чем нижележащие породы нижнего карбона. Несмотря на это, тождество радиоларий из тырнаузской свиты и из карачаевской серии допускает возможность отсутствия перерыва в отложениях между этими свитами.

Отложения среднего карбона, несогласно налегающие на карачаевскую серию, начинаются со слоев, соответствующих свите  $C_2$  карбона Донецкого бассейна. Следовательно, карачаевская серия имеет пределами своего возраста конец визейского века и начало эпохи среднего карбона. Поскольку моменту начала отложения слоев продуктивной толщи среднего карбона предшествовал значительный промежуток времени, отвечающий эпохе поднятия и денудации данной области, представляется наиболее вероятным отнесение карачаевской серии по времени образования к концу нижнего карбона и синхронизация ее с намюрским ярусом.

### Средний и верхний карбон

На северном склоне Кавказского хребта средний и верхний карбон представлен непрерывной толщей осадков континентально-лагульного происхождения, состоящих из обломочных пород, преимущественно серого цвета. Эта толща, ввиду ее угленосности, получила название продуктивной толщи (В. Н. Робинсон и И. И. Никшич, 1998).

Отложения продуктивной толщи обнажаются отдельными участками почти на всем протяжении зоны Передового хребта на расстоянии 240 км

от бассейна р. Белой на западе до р. Чегема на востоке. В северо-западной части зоны, между рр. Белой и Большим Зеленчуком, эти участки расположены четырьмя параллельными продольными рядами, из которых северо-восточный и следующие за ним два ряда находятся в пределах зоны Передового хребта, а юго-западный ряд приурочен к ее южной подзоне (Промежуточной зоне). К востоку от р. Большого Зеленчука, между рр. Марухом и Аксаутом, вследствие прогиба осей складок, породы палеозоя опускаются на глубину, и все три ряда сливаются в сплошное поле выходов продуктивной толщи. Северная часть этого поля переходит в бассейн р. Теберды и протягивается еще далее в виде узкой полосы до р. Кубани. Между рр. Кубанью и Чегемом отложения продуктивной толщи выступают только небольшими, тектонически обособленными участками. Все это показывает, что первоначально площадь распространения продуктивных отложений была непрерывной, а расчленение ее на отдельные участки и группировка их по зонам произошли в результате тектонических нарушений начиная уже с эпохи нижней перми и последующей денудации этой площади.

Продуктивная толща содержит довольно богатую ископаемую флору, изучение которой М. Д. Залесским (510, 1367) и Е. Ф. Чирковой позволило установить возраст отдельных ее свит из разных районов. Стратиграфия всей толщи и сопоставление этих свит между собой даны В. Н. Робинсоном.

По литологическому составу продуктивная толща разделяется на две заметно различные свиты. Нижняя свита сложена темными глинистыми сланцами и серыми песчаниками с подчиненными им прослоями конгломератов. Угленосность приурочена, главным образом, к этой свите. В составе ее значительное участие принимают также эффузивы кварцевых порфиров и особенно их туфы. Ископаемая флора, указывающая на принадлежность свиты к вестфальскому ярусу среднего карбона, позволяет сопоставить ее со свитами от  $S_2$  до  $S_3$  карбона Донецкого бассейна. Мощность нижней свиты доходит до 700 м, а в северо-восточном ряду выходов карбона превышает даже 1000 м.

Верхняя свита продуктивной толщи состоит из более грубообломочных пород, преимущественно из серых конгломератов и песчаников с небольшими прослоями глинистых сланцев. Угленосность ее незначительная. Она залегает согласно с нижней свитой, но в своей нижней части включает несколько горизонтов крупного конгломерата из валунов и галек различных кристаллических пород, среди которых преобладают кварцевые порфиры, происходящие из нижней свиты. По флоре, соответствующей стефанскому ярусу, эта свита может быть приравнена к свитам  $S_2$  и  $S_3$  верхнего карбона Донецкого бассейна. Мощность свиты изменчива и в среднем составляет около 600 м.

Отложения продуктивной толщи несогласно налегают почти на все нижележащие образования палеозоя, а местами даже на породы докембрия. По р. Кубани продуктивная толща залегает на верхних горизонтах карачаевской серии нижнего карбона; к западу от р. Теберды, в бассейнах рр. Малого и Большого Зеленчуков, она лежит уже на породах нижней серии нижнего карбона и на различных свитах девона; наконец, в верховьях р. Урупа и в бассейнах рр. Большой и Малой Лабь продуктивная толща покрывает породы нижнего девона и нижнего палеозоя. Такие условия залегания среднего карбона показывают, что в результате средневарисских движений наибольшее поднятие зоны Передового хребта проявилось на северо-западе, а к юго-востоку складки этой

зоны имели погружение. Явного перерыва между отложениями нижней и верхней свит продуктивной толщи не наблюдается, но присутствие крупных конгломератов в нижней части верхней свиты указывает на перерыв в седиментации и на явления размыва где-то в стороне от области современных выходов отложений этой толщи.

На значительном протяжении продуктивная толща согласно перекрыта отложениями нижнепермской нижней красноцветной толщи, но местами, особенно в бассейне р. Лабы, на дислоцированные слои ее несогласно налегают конгломераты верхней красноцветной толщи или же непосредственно отложения морской верхней перми. Во всех других случаях продуктивная толща трансгрессивно перекрыта нижнеюрскими слоями.

### Район между рр. Белой и Малой Лабой

Самые северо-западные выходы продуктивной толщи расположены в Промежуточной зоне в районе нагорья Бамбак, водораздельного между рр. Белой и Малой Лабой. Отложения этой толщи обнажаются там почти непрерывной полосой на протяжении 20 км по северо-восточному и восточному склонам Бамбака к р. Шише и к Глубокой балке — левому притоку Уруштена, а также по руслу последнего. Слои продуктивной толщи несогласно налегают на метаморфические породы нижнего палеозоя, а с удалением к югу по р. Уруштену перекрывают докембрийские гнейсы. В основании продуктивной толщи залегает покров порфиритов миндалекаменного сложения. Выше лежит свита чередующихся пачек конгломератов и песчаников с пачками кварцевых порфиров и их туфов. Далее следует довольно мощная толща чередующихся слоев серых слюдястых песчаников, глинистых сланцев и мелкозернистых сливных кварцитовидных пород; встречаются тонкие прослои каменного угля. В верхней части продуктивной толщи приобретают большое развитие конгломераты с кварцевыми гальками, переслаивающиеся с песчаниками и глинистыми сланцами; встречаются также прослои крупного конгломерата с гальками кварцевых порфиров из низов толщи.

Флора с северного склона Бамбака из верхних горизонтов нижней песчано-глинистой свиты, по М. Д. Залесскому (510, 1367), указывает на самые верхи вестфальского яруса и на переходные слои к верхнему карбону: *Calamites Suckowii* Brongn., *Lepidodendron adygenense* Zal., *Lepidophloios vevolodi* Zal., *Lepidophyllum majus* Brongn., *Syringodendron* typ. *Rhytidolepis*, *Pecopteris Miltonii* Artis, *Mariopteris acuta* Brongn., *Neuropteris* cf. *heterophylla* Brongn., *Cordaites principalis* Germ. Эти горизонты могут быть приравнены к свитам  $C^2_2$  и  $C^1_3$  Донецкого бассейна. Конгломераты, залегающие выше них, принадлежат, следовательно, уже полностью к верхнему карбону, примерно к свите  $C^2_3$ .

Над конгломератами залегает горизонт порфиритов, а выше следуют буро-красные и зеленоватые песчаные сланцы с прослоями конгломерата, состоящего из округлых обломков порфиритов.

В самых верхах этой свиты в сланцах найдены растительные остатки: *Pecopteris feminaeformis* Schl., *P. Monyi* Zeill., *Sphenophyllum majus* Brongn., которые, по М. Д. Залесскому (509a, 510, 510a), определенно говорят о принадлежности ее к стефанскому ярусу, повидимому к свите  $C^2_3$ . На слои со стефанской флорой по хребту Бамбаку без следов несогласия налегает свита пестрых и светлых конгломератов, начинающих собою серию отложений нижней перми.



## Район между рр. Малой и Большой Лабой

В зоне Передового хребта, на протяжении от р. Малой Лабы до р. Большой Лабы, выходы продуктивной толщи образуют четыре отдельных островка, расположенных по простиранию в первом северо-восточном ряду: 1) в уроч. Черноречье и по Никитиной балке, 2) в верховье р. Хацавиты, 3) по Власенковой балке в районе горы Малой Пщицеры и 4) по р. Большой Лабе и ее притоку балке Рассыпной. Стратиграфический разрез продуктивной толщи на этом протяжении почти одинаков.

В уроч. Черноречье по Южной балке непосредственно на метаморфические сланцы нижнего палеозоя несогласно налегают слои крупного конгломерата, разделенные двумя пачками кварцевых порфиров. Выше залегает более мелкий конгломерат и песчаник, а затем еще один горизонт эффузивных пород из ортофиоров, их брекчий и туфов. Далее следует мощная свита чередующихся слоев серых и темных слюистых песчаников и глинистых сланцев с пластами каменного угля, реже с прослоями кварцевого конгломерата. Более высокие горизонты этой свиты обнажаются уже по Северной балке.

По левому притоку Никитиной балки выступают вышележащие слои, соответствующие верхней свите продуктивной толщи, в составе которых большое развитие имеют серые кварцевые конгломераты с мощными пачками крупного конгломерата в нижней части свиты.

Слои продуктивной толщи образуют крупную синклиналь, осложненную в средней части антиклинальной складкой.

Пласты каменного угля образуют две пачки, залегающие в нижней и в верхней части нижней свиты. Нижняя угольная пачка обнажается по Южной балке, а верхняя — по Северной. Большинство пластов являются сложными, иногда до 4 м мощности, с прослоями чистого угля до 0,7—0,9 м. Угли спекающиеся, типа кузнечных и коксовых (985).

Флора из нижней песчано-глинистой свиты района Черноречья, по М. Д. Залескому (510, 1367), содержит следующие виды: *Calamites Suckowii* Bronn., *Belonophyllum acriculum* Zal. (листья *Lepidodendron*), *Lepidodendron Bureaui* Zal., *L. adygense* Zal., *Lepidophloios laricinus* Stern., *Sphenopteris neuropteroides* Boul., *Sph. caucasica* Zal., *Sph. (Hymenophyllites) Bronnii* Gutb., *Sph. cf. Coemansii* Andrae, *Neuropteris gigantea* Stern., *N. Scheuchzerii* Hoff., *N. Robinsonii* Zal., *Cyclopteris Robinsonii* Zal., *Linopteris neuropteroides* Gutb., *Pecopteris plumosa* Artis, *P. Miltonii* Artis, *Megaphyton* sp., *Cordaites principalis* Germ.

По левому притоку Никитиной балки найдены: *Sphenophyllum majus* Bronn., *Linopteris obliqua* Bunb., *Pecopteris cyathea* Schl., *P. Miltonii* Artis., *Aphlebia labaensis* Zal.

М. Д. Залесский относит карбон Черноречья к верхним горизонтам вестфальского яруса, а слои по левому притоку Никитиной балки, на основании присутствия *Pecopteris cyathea*, причисляет к верхнему карбону или, в крайнем случае, к переходным слоям от вестфальского к стефанскому ярусу. Следовательно, слои Черноречья можно приравнять к свитам  $C_1^1$ ,  $C_2^1$ ,  $C_3^1$  Донбасса, а слои по Никитиной балке — к свитам  $C_3^1$  —  $C_3^2$ . Поэтому лежащие выше конгломераты, так же как и на Бамбаке, тем более будут не ниже свиты  $C_3^1$ . Самые верхние горизонты продуктивной толщи в этом районе отсутствуют, и на различные ее слои трансгрессивно и с угловым несогласием налегают верхнепермские морские отложения.

В районе горы Малой Пщицеры отложения среднего карбона подстилаются мощной толщей эффузивов порфиритов, которые далеко отсюда не распространяются, и по р. Большой Лабе в основании продуктивной толщи их нет. Вероятно, здесь находился местный центр извержения порфиритов.

По р. Большой Лабе отложения продуктивной толщи обнажаются на обоих ее берегах и по правому притоку балки Рассыпной, а также в соседних с ней балках. Они залегают здесь в форме большой брахисинклинали. В пределах синклинали обнажаются слои нижней песчано-глинистой свиты среднего карбона. В составе их преобладают слюдястые песчаники. Угленосность этих отложений довольно большая. Здесь выявлено несколько рабочих пластов каменного угля, часть которых разрабатывается; один из пластов угля, по данным В. Н. Зубцовского, имеет мощность более 2 м. Флора из угленосной толщи указывает на принадлежность ее к свитам от  $C_1^2$  до  $C_2^2$ . Слои верхнего карбона обнажаются только в северной части данного участка выходов карбона. Отложения среднего и верхнего карбона района р. Большой Лабы несогласно перекрыты конгломератами верхней красноцветной толщии нижней перми.

Сравнение разрезов среднего и верхнего карбона из разных мест района рр. Малой и Большой Лабы позволяет нижнюю часть продуктивной толщи приравнять к свите  $C_4^2$  Донбасса, может быть отчасти и к  $C_2^2$ , угленосную ее толщю отнести преимущественно к свитам от  $C_4^2$  до  $C_2^2$ , а верхнюю часть — к  $C_3^2$  и  $C_2^2$ .

#### Район между рр. Большой Лабой и Большим Зеленчуком

К юго-востоку от р. Большой Лабы отложения продуктивной толщи уходят под мощные напластования нижней перми и снова выступают на поверхность в бассейнах рр. Урупа, Кяфара и Большого Зеленчука, доходя до р. Маруха.

В верховьях р. Урупа и по р. Чилику, переходя также на хребет Чилик, отложения продуктивной толщи обнажаются на довольно большой площади, северо-восточная часть которой соответствует второму ряду выходов продуктивного карбона, а юго-западная часть лежит на простирании третьего ряда. Здесь развит полный разрез слоев среднего и верхнего карбона, именно — нижняя песчано-глинистая свита с базальным конгломератом в основании и верхняя свита конгломератов и песчаников. В верхних горизонтах последней по р. Малому Урупу Г. Е. Пилученко (816) обнаружена флора стэфанского яруса с характерными формами — *Annularia sphacnophylloides* Zenk. и *Asterophyllites parvulus* Tschirk. (определения Е. Ф. Чирковой).

Согласно последним наблюдениям Н. А. Кожемякина и В. Н. Бабенко (1942 г.), по р. Чилику на дислоцированные слои среднего карбона несогласно налегает свита светлых кварцевых конгломератов и песчаников (верховья верхнего карбона), которая без перерыва переходит кверху в темнокрасные песчаники и глинистые сланцы нижней красноцветной толщии нижней перми.

По р. Чилику на южном склоне горы Чапал обнажаются слои песчано-глинистой свиты среднего карбона, включающей три угленосных горизонта, разделенных пачками кварцпорфировых туфов. Средний горизонт содержит пласт каменного угля мощностью в среднем 1,8 м. Эти углепроявления составляют так называемое Толстобугорское месторождение.

Далее к юго-востоку, по линии второго ряда, отложения продуктивной толщи протягиваются полосой до 14 км длиной от Кяфар-Агурского хребта через р. Агур и левые притоки Богословской балки в долину Большого Зеленчука и заканчиваются на правой стороне ее у Пастуховской балки. К этой полосе приурочены два месторождения угля: Кяфар-Агурское и Богословское. Последние в этом ряду выходы продуктивной толщи находятся по р. Маруху. На протяжении всего ряда слои продуктивной толщи несогласно залегают на разных свитах верхнего девона и, местами, на нижнем карбоне.

В районе упомянутых выше месторождений угля разрез продуктивной толщи представлен довольно полно (В. Н. Робинсон, 1984, 1985; В. П. Ренгартен, 1955).

По левым притокам Богословской балки нижняя свита продуктивной толщи несогласно залегают на метаморфических породах верхнего девона и нижнего карбона. Она состоит из следующих семи горизонтов и свит второго порядка (снизу вверх), общей мощностью в 600 м: 1) свита глинистых, кремнистых и песчанистых сланцев с тонкими прослойками угля; 2) слой туфогенного песчаника; 3) свита глинистых сланцев с восемью пластами каменного угля, из которых 5 рабочих пластов с мощностями от 0,7 до 1,5 м; 4) горизонт песчаников, выделяющихся по склонам в виде карниза; 5) вторая угленосная свита из глинистых сланцев с прослоями песчаника и угля; 6) горизонт кварцевых порфиров, туфов и туфо-песчаников; 7) верхняя часть продуктивной толщи мощностью более 350 м, представленная грубозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов. На нее несогласно налегают слои нижней красноцветной толщи. Шесть нижних горизонтов, образующих угленосный отдел продуктивной толщи, имеют общую мощность около 250 м.

Из угленосной свиты района Богословской и Пастуховской балок М. Д. Залесским (510) определены формы вестфальского яруса: *Stigmaria ficoidea* Stern., *Mixoneura obliqua* Brongn., *Neuropteris gigantea* Stern., *Sphenophyllum cuneifolium* Stern., *Cordaites principalis* Germ., *Carpodium kubanicum* Zal.

В районе месторождения угля по Кяфар-Агурскому водоразделу разрез продуктивной толщи сходен с разрезом ее в Богословской балке. Разрез угленосной части нижней свиты такой (снизу вверх): 1) свита глинистых и кремнистых сланцев с конгломератом в основании, а выше — с несколькими пластами угля, из которых три пласта рабочей мощности по 0,66 м; 2) горизонт туфогенного песчаника; 3) свита чередующихся слоев глинистых, кремнистых и песчанистых сланцев и песчаников, содержащая шесть рабочих пластов угля, из которых самый верхний пласт имеет 0,75 м чистого угля. Выше разрез детально не изучен. Растительные остатки из самой нижней свиты, определенные М. Д. Залесским (509), представлены *Stigmaria ficoidea* Stern., *Calamites carinatus* Stern., *Bothrodendron minutifolium* Boul., *Mariopteris Beneckeii* Poton., *Neuropteris gigantea* Stern., *Linopteris neuropteroides* Gutb., *Cordaites principalis* Germ.; они указывают скорее всего на средние горизонты вестфальского яруса, соответствующие свитам C<sup>3</sup> — C<sup>4</sup>. Выше, в Главной угленосной свите встречена *Sigillaria elliptica* (Brongn.) Zal.

К третьему ряду принадлежат участки выходов продуктивного карбона на хребте между рр. Кяфаром (Кизыльчуком) и Кяфар-Агуром и на хребте Эхреску.

На Кяфар-Агурском хребте вблизи горы Белымгот-кая сохранились отложения нижней свиты, которые налегают на серпентиниты и на вме-

щающие их метаморфические сланцы верхнего девона. В основании свиты залегает конгломерат из обломков и галек подстилающих пород. Этот факт, отмеченный рядом исследователей (В. Н. Робинсон, 990, 993; Г. Е. Пилюченко, 817; Н. Е. Ефремов, 485), показывает, что верхним пределом возраста серпентинитов является начало среднего карбона.

На горе Великот-кая выше конгломерата лежат глинистые сланцы с растительными остатками, а затем следуют песчаники, туфо-песчаники и отчасти конгломераты. Собранная здесь флора характеризует, таким образом, самые нижние слои продуктивной толщи и по М. Д. Залескому (510) содержит: *Calamites undulatus* Stern., *C. carinatus* Stern., *Asterophyllites charaeformis* Stern., *Sphenophyllum cuneifolium* Stern., *Bothrodendron minutifolium* Boul., *Stigmaria ficoides* Stern., *Pecopteris (Dactylothea) plumosa* Artis, *Mariopteris nervosa* Brongn., *M. acuta* Brongn., *Mixoneura obliqua* Brongn., *Linopteris obliqua* Bunb., *L. neuropteroides* Gutb., *Samaropsis pensilis* Zal. Эта флора отвечает средним горизонтам вестфальского яруса, именно свитам  $S^2$  —  $S^4$ .

На хребте Экреску и в верховье Богословской балки отложения продуктивной толщи занимают довольно большую площадь. Здесь развиты, главным образом, грубообломочные фашии верхнего отдела — песчаники и конгломераты, а сланцевые подсвиты нижней свиты имеют меньшую мощность, чем во втором ряду. Признаки угленосности незначительны.

Четвертый ряд выходов продуктивной толщи, приуроченный к южной подзоне зоны Передового хребта, протягивается в виде узкой полосы, до 35 км длиной, от р. Большой Лабы через верховья рр. Аджары и Архыза до урочища Старое Жилнище в долине Большого Зеленчука. В пределах этой полосы, представляющей собою опущенную тектоническую глыбу, обнажаются напластования обеих свит. Особенностью разреза верхней свиты является мощное развитие крупных конгломератов, слагающих в верховьях р. Аджары почти всю свиту.

В составе продуктивных отложений среднего и верхнего карбона Зеленчукского района в направлении с севера на юг происходит изменение фашии в сторону усиления развития грубообломочных пород в составе верхней свиты и уменьшения мощностей сланцевых горизонтов в нижней свите; в связи с этим убывает угленосность этой свиты.

М. Д. Залеский (510, 1367) считает, что ископаемая флора Зеленчукского района представляет самые нижние горизонты северокавказского среднего карбона и указывает на средние зоны вестфальского яруса, соответствующие свитам  $S^2$  и  $S^4$  Донецкого бассейна.

Надо отметить, что добытая в этом районе флора происходит преимущественно из нижних горизонтов угленосного отдела продуктивной толщи. Поэтому верхние горизонты его могут соответствовать, так же как и на Малой Лабе, верхней части вестфальского яруса, а свита, залегающая выше верхнего горизонта кварцевых порфиров, будет отвечать переходным слоям к верхнему карбону.

Соотношения между отдельными горизонтами продуктивной толщи в Лабинском и Зеленчукском районах могут быть представлены в виде грубой схемы следующим образом. Самые нижние слои толщи, которые в Лабинском районе включают покровы кварцевых порфиров и туфов, а в Зеленчукском являются местами уже угленосными, могут быть приравнены к свитам  $S^2$  —  $S^4$  или, возможно, только к  $S^4$  Донбасса. Следующий горизонт, представляющий в обоих районах главную угленосную свиту, повидимому, соответствует  $S^5$ . Вторая свита с угольными пластами по своей флоре близка к свите  $S^6$ . Верхние части ее в бассейне

Малой Лябы соответствуют уже свите  $C^1_3$ . Верхний горизонт кварцевых порфиров и туфов Зеленчукского района занимает положение примерно между  $C^6_2$  и  $C^1_3$ . Верхняя часть продуктивной толщи, представленная в обоих районах грубообломочными породами — конгломератами и песчаниками, в большей своей части, вероятно, принадлежит к свите  $C^2_3$ , а залегающая над ней (на хребте Бамбак) свита (урых и зеленоватых сланцев с порфиритами по своей флоре соответствует свите  $C^2_3$ .

### Район к востоку от р. Большого Зеленчука и бассейн р. Верхней Кубани

К востоку от р. Большого Зеленчука отложения среднего и верхнего карбона обнажаются непрерывной полосой длиной до 65 км, доходящей до р. Кубани. Западная часть полосы между рр. Большим Зеленчуком и Марухом расположена на линии четвертого ряда выходов продуктивного карбона, к востоку от сел. Архыз. Между рр. Марухом и Аксаутом, в силу упоминавшегося уже выше местного погружения складок, полоса эта значительно расширяется, и отложения продуктивной толщи распространяются здесь на обширной площади. К юго-востоку от р. Аксаута эти отложения уходят под напластования нижнепермской нижней красочной толщи. Северо-восточная часть этой площади карбона, лежащая на линии простирания второго ряда, продолжается далее к востоку в бассейн р. Теберды, откуда она в виде узкой полосы, пересекая рр. Куль-тубе и Даут, протягивается до р. Кубани.

В западной части описанной полосы, между урочищем Архыз и горой Карабек, на р. Марухе обнажаются глинистые сланцы, песчаники, кварцпорфировые туфы и особенно конгломераты. Флора нижних горизонтов разреза, приравняемых к свите  $C^4_2$ , содержит (по М. Д. Залескому, 510) *Calamites undulatus* Stern., *Sphenophyllum cuneifolium* Stern., *Neuropteris heterophylla* Brongn., *Sphenopteris stipulata* Gutb., *Mixoneura obliqua* Brongn., *Stigmaria ficoides* Stern. с сохранившимися корневыми придатками. Особенностью разреза продуктивной толщи в районе горы Карабека является присутствие в ее основании конгломерата с крупными округленными глыбами сиенито-диоритов, коренные выходы которых находятся здесь же под конгломератом. Следовательно, средний карбон является верхним пределом возраста интрузий сиенито-диоритов. Выходы таких же сиенито-диоритов известны и далее к северо-западу в пределах зоны Передового хребта.

По р. Аксауту и на водоразделе его с р. Марухом отложения продуктивной толщи занимают большую площадь, объединяющую четвертый, третий и второй ряды. Эти отложения, достигающие 1300 м мощности, на склонах к р. Маруху несогласно налегают на породы нижней серии нижнего карбона, а по р. Аксауту — на слои верхнего девона. Нижняя свита представлена чередующимися пачками глинистых сланцев и песчаников с прослоями кварцевого конгломерата. Встречаются признаки угленосности. В районе р. Маруха кварцпорфировые туфы имеют большое распространение в этой свите, но к востоку они заметно убывают. Верхняя свита, сложенная, главным образом, конгломератами и песчаниками, имеет в основании четко выраженный горизонт крупного конгломерата, лежащий на границе среднего и верхнего карбона и соответствующий свите  $C^2_3$ . Конгломерат содержит крупные гальки кварцевых порфиров, происходящих из нижней свиты продуктивной толщи. В прослоях песчаников среди этих конгломератов встречаются стволы *Dadoxylon*.

Растительные остатки из самых нижних слоев, выступающих по балке Дымух-чат на склоне к долине Маруха, по определению Е. Ф. Чирковой, указывают на соответствие их свитам  $C^2_2$  —  $C^4_2$ : *Calamites Suckowii* Brongn., *Lepidodendron* *typ. aculeatum* Stern., *Syringodendron* sp., *Sigillaria elongata* Brongn., *Trigonocarpus Schultzei* Goerr. et Berg. Выше встречаются *Cordaites principalis* Germ.

Самые верхние слои верхней свиты по р. Аксауту охарактеризованы флорой стефанского яруса, отвечающей по возрасту свите  $C^3_3$ : *Radiculites luganica* Zal., *Annularia sphenophylloides* Zenk., *Pecopteris lepidorachis* Brongn. На эти горизонты верхнего карбона совершенно согласно налегают серые конгломераты и песчаники, переходящие выше в красные глинистые сланцы и песчаники нижней красноцветной толщи. Переход от карбона к перми совершается здесь без следов перерыва.

По р. Теберде отложения продуктивной толщи обнажаются севернее ее притоков — рр. Гидама и Кол. Они несогласно налегают на слои верхнего девона и представлены обеими свитами, соответствующими среднему и верхнему карбону. Выше они согласно перекрываются нижней красноцветной толщей. Нижняя песчано-глинистая свита, мощностью до 700 м, содержит, как и по р. Аксауту, довольно много прослоев кварцевого конгломерата. Нижние слои этой свиты, налегающие на девон севернее рч. Агур, содержат флору, которая, по определению Е. Ф. Чирковой из сборов А. А. Медведюка (744), может быть сопоставлена с флорой свит  $C^2_2$  —  $C^4_2$ : *Calamites Suckowii* Brongn., *Alethopteris* sp., *Sphenopteris* sp., *Mariopteris acuta* Brongn., *Cordaites principalis* Germ., *Carpodium kubanicum* Zal. На правом берегу р. Теберды встречен также *Neuropteris gigantea* Stern.

Немного западнее, по балке Орта-Гидам, в более высоких горизонтах этой свиты находятся пласты каменного угля, один из которых имеет мощность 1,2 м (А. А. Медведюк, 744). Флора из этих горизонтов — *Calamites ramosus* Artis, *Lepidodendron adygense* Zal., *Sphenophyllum cuneifolium* Schl., *Aspidiaria* sp. — позволяет приравнять их к свите  $C^2_2$ , которая на западе почти повсюду является угленосной.

Верхний карбон района р. Теберды, мощностью около 600 м, как и всюду, представлен конгломератами и грубозернистыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев.

По р. Дауту и по р. Кубани, вблизи сел. Карт-джурт, отложения среднего карбона несогласно налегают на песчаники и глибовые конгломераты верхней свиты карачаевской серии нижнего карбона. В основании этих отложений местами встречается конгломерат из валунов и глыб нижележащих песчаников и конгломератов.

Между рр. Кубанью и Баксаном продуктивная толща выступает в виде небольших узких, тектонически обособленных продольных полос, в границах которых обнажаются породы верхнего карбона, а отложения среднего карбона только местами выходят на дневную поверхность.

Одна из этих полос протягивается от верховьев р. Худеса в бассейн р. Малки. Выступающие по балке Чуммурла слои представлены внизу песчаниками и глинистыми сланцами с флорой, состоящей, по определению Е. Ф. Чирковой, из форм стефанского яруса: *Calamostachys germanica* Weiss., *Sphenophyllum oblongifolium* Germ. et Kaul., *Pecopteridium costei* Zeil., *Pecopteris feminaeformis* Schl., *Asterophyllites equisetiformis* Schl., *Annularia sphenophylloides* Zenk., *Cordaites principalis* Germ. Выше в разрезе преобладают конгломераты, среди которых имеются прослои крупного конгломерата с гальками различных кристаллических

пород. Вверху толщи залегает горизонт эффузивных порфиритов, аналогичных порфиритам из верхних горизонтов карбона района Бамбака. Состав флоры позволяет весь этот разрез отнести к свите  $C^2_3$  и, может быть, только отчасти — к  $C^3_3$ . В восточной части полосы выше конгломератов появляются уже породы нижнепермской красноцветной толщи (А. П. Герасимов, 294).

Выходы продуктивной толщи карбона в бассейне р. Кубани находятся также севернее указанной выше основной полосы их распространения, именно по р. Куль-тубе, по р. Кубани выше рудника Эльборус и в нижнем течении р. Худеса. Здесь обнажаются преимущественно слои верхнего карбона; в составе их по р. Худесу имеются обычные для верхнего карбона крупные конгломераты. Флора из прослоев песчано-глинистых сланцев отвечает стефанскому ярусу: *Pecopteris polymorpha* Brongn., *Annularia stellata* Schl., *Calamites Cisti* Brongn.

### Район рр. Баксана и Чегема

В бассейне р. Баксана к северу от Тырнаузского хребта расположена узкая, окаймленная продольными сбросами полоса выходов пород верхнего карбона. В пределах ее обнажаются слои, соответствующие свитам  $C^2_3$  и  $C^3_3$ , выраженные внизу крупными конгломератами, а в верхних горизонтах содержащие эффузивы порфиритов типа порфиритов Бамбака. В прослоях глинистых сланцев с хр. Гитче-Тырны-ауз И. Н. Ситковским (1063) найдена флора, определенная И. В. Новопокровским: *Calamites* cf. *Suskowii* Brongn., *Asterophyllites equisetiformis* Schl., *Pecopteris arborescens* Schl., *P. Miltonii* Artis, *Alethopteris Frankoi* Novop., *A. plicatula* Novop., *Odontopteris rhombifolia* Novop., *Cordaites borassifolia* Stern., *Dadoxylon* sp. Флора из сборов С. П. Соловьева (1085, 1090), по определению Е. Ф. Чирковой, содержит *Calamites undulatus* Stern., *Annularia sphenophylloides* Zenk., *Pecopteris cyathea* Schl., *Neuropteris Robinsonii* Zal., *Mixoneura ovata* Hoffm. Та и другая флора относятся к стефанскому ярусу.

Присутствие в этом районе верхних горизонтов среднего карбона весьма вероятно.

К востоку от р. Баксана отложения верхнего карбона обнажаются только в пределах южной подзоны зоны Передового хребта, к которой на западе приурочен четвертый ряд выходов продуктивной толщи карбона. По р. Кестанты слои верхнего карбона представлены зеленовато-серыми, довольно крупными конгломератами, песчаниками и отчасти глинистыми сланцами. Они согласно, но местами со следами частичного перерыва, перекрываются отложениями нижней красноцветной толщи.

Наконец, самый восточный выход пород верхнего карбона находится на продолжении этой же полосы по р. Чегему, где между двумя сближенными продольными разрывами выступают сильно нарушенные слои зеленовато-серых конгломератов и песчаников. С обеих сторон к этим разрывам прилегают напластования нижнепермских красноцветных толщ.

### ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения Северного Кавказа представлены двумя различными по фациям сериями: 1) красноцветной серией континентальных и отчасти прибрежных отложений нижней перми и 2) серией морских отложений верхней перми. Красноцветная серия распространена на боль-

пом протяжении (до 270 км) вдоль северного склона Кавказского хребта, в пределах зоны Передового хребта и Промежуточной зоны, от р. Белой на западе до р. Чегема на востоке. Отложения морской перми находятся только в области северо-западного погружения зоны Передового хребта и Промежуточной зоны в бассейнах рр. Лабы и Белой и на юго-восточном погружении зоны Главного хребта по р. Гизель-дону.

### Нижняя пермь

На отложениях продуктивной толщи карбона залегает мощная серия обломочных пород, в нижней части которой преобладают песчано-глинистые фации, в верхней — конгломераты и песчаники. Породы эти имеют преимущественно темнокрасный и красно-бурый цвета, но встречаются также горизонты, окрашенные в серые, темные и зеленоватые тона. Красноцветная серия в значительной своей части не содержит каких-либо ясных органических остатков, и только в низах ее обнаружена нижнепермская флора. Поэтому возраст серии установлен по стратиграфическому положению ее. На хребте Бамбак и по р. Аксауту красноцветная серия налегает на самые верхние слои верхнего карбона (с флорой свиты  $S_3^2$ ), а в бассейне р. Белой на горе Гефо она в свою очередь перекрыта известняками с фауной верхней перми. Таким образом, для возраста ее остаются пределы всей эпохи нижней перми и, возможно, самого конца верхнего карбона, к которому она причислялась раньше.

По литологическому составу и по наличию перерыва между нижней и верхней частью красноцветная серия разделяется на две заметно различные толщ. Общая мощность обеих толщ местами превышает 3000 м.

Нижняя красноцветная толща, главным образом в западных районах, начинается светлыми кварцевыми конгломератами и песчаниками, иногда с пестрым брекчиевидным конгломератом в основании. Выше залегает довольно мощная свита темнокрасных глинистых и песчано-глинистых сланцев и песчаников, среди которых отдельные прослои окрашены в темносерые и зеленоватые цвета; в низах ее часто встречаются тонкие прослои кремнистого известняка, а в верхних слоях появляются прослои конгломератов. В восточных районах (Аксаут, Теберда, Даут) в верхней части этой толщи залегают эффузивы порфиристов и других более кислых пород. Мощность нижней толщи достигает 800 м, а включая эффузивы — 1000 м.

На значительном протяжении отложения нижней красноцветной толщи согласно и без перерыва налегают на породы верхнего карбона, но по периферии области выходов отложений карбона, особенно на западе (хребет Пшекиш), они выходят за пределы этой области и перекрывают более древние образования палеозоя и докембрия, а местами — собранные в складки слои карбона (р. Чилик).

Верхняя красноцветная толща сложена преимущественно темнокрасными и красно-бурыми конгломератами, чередующимися с песчаниками; состав галек и валунов в конгломератах разнообразный, преобладают кристаллические породы докембрия, а в верхних горизонтах — породы нижнего и среднего палеозоя. Мощность верхней толщи во многих случаях превышает 2000 м.

В Промежуточной зоне верхняя красноцветная толща согласно залегает на нижней толще, но с удалением к северу между ними обозначается перерыв, и в зоне Передового хребта верхняя толща несогласно перекрывает уже дислоцированные слои среднего карбона и породы более древнего палеозоя.



Почти на всем своем протяжении обе красноцветные толщи перекрыты отложениями нижней юры, и только на северо-западе, в бассейне рр. Малой Лабы и Белой, в области погружения тектонических зон, ниже юрских слоев сохранились участки трансгрессивно лежащих на слоях верхней красноцветной толщи верхнепермских известняков и верхнетриасовых отложений.

Разнообразие условий залегания нижнепермских красноцветных толщ показывает, что тектонические движения в верхнем палеозое в данной области выразились последовательно — в эпоху верхнего карбона складкообразованием, в эпоху нижней перми значительными глыбовыми поднятиями, особенно на юге (в зоне Главного хребта), перед верхней пермью — колебательными движениями, завершившимися общим опусканием.

Выходы обеих красноцветных толщ образуют местами довольно обширные площади, расположенные двумя продольными рядами, приуроченными к тектоническим зонам. В зоне Передового хребта наиболее крупные площади находятся — одна по рр. Большой Лабе и Урупу, а другая по рр. Аксауту и Теберде. В Промежуточной зоне (и в южной подзоне) значительные площади выходов красноцветных толщ расположены в бассейне р. Белой и на хребтах Пшекиш и Бамбак, а на востоке в системе рр. Большого Зеленчука, Маруха и Аксаута.

#### Бассейн рр. Белой и Малой Лабы

Хребет Бамбак, расположенный в Промежуточной зоне, является местом, где хорошо наблюдается залегание нижней красноцветной толщи на самых верхних горизонтах карбона. Здесь по северному склону горы Дзювя на слои со стефанской флорой налегает без видимого углового несогласия красно-бурый пестрый конгломерат из галек различных кристаллических пород. Выше этот конгломерат переслаивается со светлым кварцевым конгломератом и затем полностью сменяется последним. Выше светлых конгломератов следует свита темнокрасных, с прослоями темносерых, песчано-глинистых сланцев, богатых слюдой. Они обнажаются по р. Бамбачке и на главной вершине Бамбака, где сверху свиты появляются прослойки песчаников. Конгломераты и песчаники верхней красноватой толщи обнажаются далее к западу по р. Кисе.

К юго-западу, ближе к хребту Челепсы, пестрый конгломерат налегает уже на кварцевые порфиры и на порфиристы низов продуктивной толщи среднего карбона и затем непосредственно на докембрийские гнейсы. Такой же характер их залегания наблюдается и к северо-западу по хребту Пшекиш, где отложения продуктивной толщи отсутствуют, и слои нижней красноцветной толщи налегают на различные горизонты метаморфических пород нижнего палеозоя. Таким образом несогласное залегание нижней красноцветной толщи проявляется на большой площади к западу от Бамбака, но оно не улавливается наблюдениями в местах налегания ее на самые верхние слои верхнего карбона.

В районе хребта Пшекиш и по р. Белой в основании нижней красноцветной толщи находится пестрый конгломерат и красный песчаник, выше следуют светлые кварцевые конгломераты и песчаники, а затем свита темнокрасных песчаников и песчано-глинистых сланцев. Вблизи горы Пшекиш, к югу от нее, некоторые слои красных песчаников, залегающих ниже горизонта светлых конгломератов, содержат тонкие прожилки халькопирита и окраснены карбонатными соединениями меди (И. И. Никшич, 778).

Вдоль хребта Пшекиш блои нижней красноцветной толщи слагают крупную антиклиналь, ось которой погружается к северо-западу. Поэтому по р. Белой большое распространение получают напластования верхней красноцветной толщи, которая выражена здесь чередующимися слоями красных песчаников и конгломератов, содержащих гальки разнообразных пород палеозоя и докембрия. В месте полного погружения антиклинали, вблизи сел. Хамышки, на красные конгломераты трансгрессивно налегают верхнепермские известняки, слагающие здесь Раскол-скалу.

Залегание таких же известняков на верхней красноцветной толще наблюдается также местами вдоль юго-западного края Промежуточной зоны. Здесь на горе Гефо и на склонах ее к р. Кипше обнажается разрез верхней красноцветной толщи, мощностью более 1200 м. Красные конгломераты верхних горизонтов толщи сменяются выше серыми конгломератами с прослоями песчаников, на которые согласно налегают известняки. В верхних слоях серых конгломератов преобладают кварцевые гальки, которые встречаются также и выше в известняках. Несмотря на это и на согласное залегание известняков и серых конгломератов, наличие перерыва между ними необходимо допустить, потому что в недалеком расстоянии отсюда, на отрогах хребта Пшекиш, наблюдается налегание известняков на красные песчаники и на конгломераты более низких горизонтов красноцветной толщи.

#### Бассейн рр. Большой Лабы и Урупа

Более мощно красноцветная серия развита по р. Большой Лабе и в верховьях р. Урупа, в пределах зоны Передового хребта, где выходы ее занимают обширную площадь и толща достигает мощности 2000 м. Большое развитие получают здесь конгломераты и песчаники верхней красноцветной толщи. Вследствие падения слоев на северо-запад по южному краю этой площади, в верховьях Урупа и по р. Чилику, из-под отложенной нижней красноцветной толщи выступают породы продуктивной толщи карбона. В основании нижнепермских отложений залегает здесь свита светлых и серых конгломератов и песчаников, более мощных, чем на Бамбаке, и, может быть, принадлежащих еще к верхнему карбону. Эта свита несогласно налегает на дислоцированные слои продуктивной толщи среднего карбона. Но кверху она без перерыва сменяется обычной для нижней красноцветной толщи свитой красных глинистых и песчано-глинистых сланцев с остатками *Walchia* и внизу с тонкими прослоями плотного известняка. Сланцы переходят выше в песчаники с прослоями конгломератов.

Верхняя красноцветная толща начинается (по хребту между рр. Чиликом и Малым Урупом) горизонтом крупного конгломерата с валунами порфиринов и альбитофиров, который к западу быстро выклинивается. Конгломерат указывает на местный размыв эффузивных пород, коренные выходы которых известны далее к востоку по р. Аксауту, где они залегают в верхах нижней красноцветной толщи.

Вышележащая часть верхней красноцветной толщи по рр. Урупу и Большой Лабе сложена весьма мощной серией чередующихся слоев красных конгломератов и песчаников. Вверху толщи далее к северу появляются грубообломочные брекчиевидные конгломераты.

Появление в основании верхней толщи крупного конгломерата, включающего материал от размыва нижележащих пород, указывает на суще-

ствование перерыва между отложениями нижней и верхней красноцветных толщ. Заметного углового несогласия между ними в верховьях р. Урупа не наблюдается. Но по мере удаления на северо-запад к р. Большой Лабе начинает обозначаться несогласие, и конгломераты верхней толщи последовательно ложатся на более низкие горизонты свиты красных песчаников и сланцев ниже толщ. По р. Большой Лабе, в районе балки Рассыпной, конгломераты налегают уже на собранные в складки угленосные слои среднего карбона, а по рр. Рошкоа и Бескесу они перекрывают известняки и метаморфические сланцы нижнего палеозоя и девона и включают валуны и обломки этих пород.

Во всех перечисленных выше случаях несогласное залегание конгломератов верхней толщи не является трансгрессивным. Слои красных конгломератов и песчаников, имеющие падение на северо-запад, наклонены иногда под довольно большим углом (более  $15^\circ$ ) к плоскости подстилающей их поверхности денудационного среза толщ палеозоя. При этом замечается, что по направлению на северо-запад на дислоцированные слои карбона и более древнего палеозоя последовательно налегают все более и более молодые горизонты толщ конгломератов. Еще далее, по Никитиной балке в бассейне р. Малой Лабы, эти горизонты, представленные брекчиевидными конгломератами, трансгрессивно перекрыты уже верхнепермскими морскими отложениями.

Наклонное залегание слоев, не обусловленное тектоническими причинами, свойственно континентальным обломочным толщам в областях накопления их вдоль подножий поднимающихся горных хребтов. Повидимому, и в данном случае имели место условия накопления грубообломочных толщ вдоль горного хребта, располагавшегося тогда в области современного Главного хребта. В составе конгломератов находятся преимущественно валуны и гальки кристаллических пород зоны Главного хребта, а породы нижнего и среднего палеозоя в виде неокатаных обломков появляются в большом количестве в верхних горизонтах толщ, образуя брекчиевидные конгломераты.

Все это указывает на интенсивное поднятие зоны Главного хребта в эпоху отложения верхней красноцветной толщи и на возникновение поднятий в зоне Передового хребта в конце этой эпохи.

Учитывая описанный выше характер залегания слоев конгломератов, мы получим действительную мощность отложенной в данном районе толщи обломочных пород не более 2000 м, в то время как при послойном подсчете суммарная мощность этой толщи превысит 8000 м.

Красные конгломераты верхней толщи в районе Большой Лабы и Урупа являются золотоносными (А. Г. Кобилев, 586, 588). Накопление россыпного золота в них происходило одновременно с приносом и отложением обломочного материала из области разрушения золотосодержащих пород, которыми могли быть интрузии гранитов и кварцевые жилы в кристаллических породах докембрия зоны Главного хребта и гранитоиды с их кварцевыми жилами среди палеозойских толщ северной части зоны Передового хребта. Россыпное золото добывается здесь (по р. Рошкоа) главным образом из речного аллювия, выносимого из области развития красных конгломератов.

#### Бассейн рр. Большого и Малого Зеленчуков

Участок зоны Передового хребта между рр. Чиликом и Марухом является местом предъюрского тектонического поднятия, в пределах которого нижнепермские отложения в значительной части были смыты

еще до начала нижнеюрской трансгрессии. Только местами вдоль северного края зоны, в системах рр. Кяфара, Кяфар-Агура и Большого Зеленчука, сохранились выходы преимущественно песчано-глинистых отложений нижней красноцветной толщи. Далее к востоку, по р. Маруху, в пределах зоны Передового хребта они полностью отсутствуют.

В силу местного тектонического прогиба по рр. Аксауту и Теберде нижнепермские отложения снова широко распространяются, слагая мощные толщи сланцев, песчаников и конгломератов. По р. Аксауту выходы их начинаются выше сел. Хасаут Греческого и продолжают почти до устья р. Гыды (Чинарово), где отложения нижней красноцветной толщи согласно налегают на слои верхнего карбона. В красных песчаных сланцах нижних горизонтов толщи по р. Аксауту обнаружены (В. Н. Робинсон, 1933) остатки характерного хвойного *Walchia piniformis* Sch. l. (определенные Е. Ф. Чирковой) — формы преимущественно нижнепермской, но встречающейся и в верхнем карбоне. В верхах нижней красноцветной толщи по р. Аксауту и его притоку р. Кышкыту значительно развиты эффузивы порфиритов и альситофиров. Выходы красноцветной толщи непрерывно продолжаются далее к востоку в долине р. Теберды.

В южной полосе распространения нижнепермских отложений в пределах южной подзоны зоны Передового хребта (юго-восточное продолжение Промежуточной зоны) выходы обеих красноцветных толщ составляют ряд узких, тектонически обособленных полосок, протягивающихся от р. Уруштена до верховьев р. Архыза, вдоль продольных долин Алоуса, Умпыря, Пхий и Архыза. В верховье р. Архыза красные песчаники и глинистые сланцы нижней красноцветной толщи согласно залегают на породах верхнего карбона и, в свою очередь, согласно же перекрываются песчаниками и конгломератами верхней толщи.

Немного восточнее, по р. Архызу, непосредственно из-под нижнеюрских песчаников выступает еще одна своеобразная свита серых и красных конгломератов, переслаивающихся с красными песчаниками, имеющими внешнее сходство с песчаниками нижней красноцветной толщи. Конгломераты почти сплошь состоят из галек известняка с верхнепермской фауной *Lyttonia richthofeni* Ka.ys. var. *lopingensis* Lich. (определение Б. К. Лихарева). Вследствие тектонической обособленности стратиграфические соотношения этих конгломератов с основным разрезом красноцветных толщ не ясны. По возрасту конгломераты не могут быть древнее верхней перми. Следовательно, они представляют или совершенно отдельную третью красноцветную свиту, или являются эквивалентами верхних горизонтов верхней красноцветной толщи. В последнем случае верхняя часть этой толщи также должна иметь возраст верхней перми.

Начиная от р. Большого Зеленчука, породы красноцветных толщ снова выступают из-под нижнеюрских отложений вблизи урочища Старое Жилище и непрерывно продолжаются отсюда на восток полосой в 3—4 км шириной, слагая хребты Морх-сырты и Кызыл-ауш и образуя на этом протяжении продольную синклинали. Пересекши р. Аксаут, эта полоса, вследствие погружения оси складки, расширяется до 10 км, охватывает весь массив горы Киныр-чат и заканчивается, не доходя р. Теберды. Мощность обеих красноцветных толщ превышает здесь 3000 м. В крыльях синклинали обнажаются красные песчаники и глинистые сланцы нижней толщи, а в ядре ее согласно с ними залегают мощные конгломераты и песчаники верхней толщи. У горы Киныр-чат в основа-

нии верхней толщи развит местами крупный конгломерат, состоящий, подобно чиликскому, из глыб порфиритов и альбитофиров, происходящих из нижней толщи.

На восточном склоне горы Киныр-чат к долине р. Гидама слои красно-бурых конгломератов и песчаников верхней толщи залегают с наклоном к востоку и северо-востоку и в таком виде перекрывают метаморфические породы нижнего карбона. Отложения среднего и верхнего карбона, а также нижней красноцветной толщи в этом месте под ними нет. Таким образом, здесь имеются такие же своеобразные условия залегания континентальных обломочных толщ, как и в районе Большой Лабы.

### Б а с с е й н рр. Теберды и Верхней Кубани

Северная полоса выходов нижнепермских красноцветных пород пересекает долину р. Теберды выше Нижнетебердинского аула. Вблизи ее притоков, рр. Гималдыка и Эникала, красные песчаники и глинистые сланцы нижней красноцветной толщи согласно налегают на слои верхнего карбона. В более высоких горизонтах толщи залегают эффузивные породы. Конгломераты и песчаники верхней толщи обнажаются на небольшом протяжении ниже по долине и вскоре скрываются под нижнеюрскими отложениями.

К востоку от р. Теберды породы красноцветных толщ выступают из-под юрских отложений только по долинам крупных рек, именно — по рр. Куль-тубе, Дауту, Кубани и Худесу. Они обнажаются местами и далее к востоку — по р. Чучкуру и на горе Чуммурла, а также в истоках левого притока р. Малки. Между рр. Тебердой и Кубанью обнажаются главным образом песчано-глинистые и эффузивные породы нижней красноцветной толщи, а немного севернее — по р. Кубани — появляются выходы конгломератов верхней толщи, несогласно залегающие там прямо на древних породах.

На всем протяжении от бассейна р. Аксаута до р. Чучкура в составе нижней красноцветной толщи мощно развиты эффузивы основных и кислых пород. По рр. Теберде и Дауту покровы этих пород достигают иногда 130 м мощности и представлены, по П. И. Лебедеву (701), внизу палеотипными аналогами трахилипаритов (порфириты и кератофилы), а в более высоких горизонтах палеотипными же андезито-трахитами.

Надо заметить, что повсюду среди отложений нижней красноцветной толщи, несмотря на мощное развитие в ее составе вулканогенных пород, туфы встречаются только спорадически.

По р. Чучкуру у горы Чуммурла на эффузивы нижней толщи несогласно налегают мощные конгломераты верхней красноцветной толщи с многочисленными валунами и глыбами этих же эффузивных пород. По р. Кубани, немного выше рудника Эльборус, красные конгломераты и песчаники верхней толщи резко несогласно налегают, уже на глинистые сланцы карачаевской серии нижнего карбона, перекрывая головы пластовых интрузий кварцевых порфиритов, залегающих в этих сланцах. В основании верхней толщи находится здесь конгломерат базального типа с гальками нижележащих порфиритов и других пород. Наконец, еще ниже по р. Кубани, вблизи устья р. Куль-тубе, конгломераты довольно высоких горизонтов верхней толщи налегают с наклоном прямо на кристаллические сланцы верхнего докембрия, включая обломки и неокатанные глыбы этих же сланцев. Таким образом, в бассейне р. Кубани, как и в западных районах, по направлению к северу все более и более четко обозначается перерыв между нижней и верхней красноцветными толщами.

На протяжении южной подзоны зоны Передового хребта от р. Теберды до р. Чегема породы красноцветных толщ слагают узкую прерывистую полосу, ограниченную с севера и с юга сбросами. В пределах ее обнажаются преимущественно красные песчаники и глинистые сланцы нижней толщи, а местами из-под них появляются серые конгломераты и песчаники верхнего карбона.

У перевала Элчик на водоразделе рр. Теберды и Даута в этой узкой полосе появляются красные песчаники с прослоями конгломерата, состоящего из галек известняка, совершенно такого же, как и описанный выше конгломерат по р. Архызу. По данным А. А. Медведюка (744) и Б. Н. Дьяконовой-Савельевой, в гальках известняка встречены верхнепермские фораминиферы *Verbeekina* и *Neoschwagerina*. Тектоническая особенность этих выходов, так же как и на Архызе, не позволяет установить здесь отношение конгломератов к остальному разрезу красноцветных толщ.

### Бассейн рр. Малки, Баксана и Чегема

В этом районе отложения красноцветных толщ обнажаются только в виде упомянутой выше узкой прерывистой полосы в пределах южной подзоны зоны Передового хребта. Между верховьями р. Малки (р. Исламчат) и р. Баксаном разрез этих отложений начинается красно-бурыми конгломератами небольшой мощности, налегающими несогласно на метаморфические сланцы нижнего палеозоя. Выше они сменяются довольно мощной толщей серых тонкослонистых песчаников, сверху которых появляются прослой красных песчано-глинистых сланцев и светлых кварцевых конгломератов. Серые песчаники представляют собою местную фацию осадков и соответствуют, по видимому, свите светлых конгломератов и песчаников нижней красноцветной толщи западных районов.

На продолжении этой полосы к востоку, начиная от р. Кестанты, серые конгломераты и песчаники верхнего карбона перекрываются отложениями нижней красноцветной толщи. Последняя начинается красноватыми и сероватыми конгломератами и песчаниками, переходящими выше в темнокрасные песчано-глинистые сланцы с прослойками известняка. По р. Чегему песчано-глинистые породы несогласно налегают на верхнедокембрийские кварциты, включая обломки последних в своих нижних слоях. Немного выше среди песчаников появляются прослой красных и серых конгломератов. Таким образом, здесь мы имеем один из частых случаев непосредственного залегания нижней красноцветной толщи на более древних, чем верхний карбон, образованиях.

Полоса выходов нижней красноцветной толщи по р. Чегему окаймлена с юга разрывом, и вне ее, далее к югу, выступают породы верхней красноцветной толщи, представленные снизу красно-бурыми грубыми конгломератами, а выше — песчаниками и коричневыми глинистыми сланцами. Конгломераты налегают прямо на породы нижнего палеозоя. Переход кверху конгломератов в мелкообломочные фации позволяет относить эту свиту к верхним горизонтам верхней красноцветной толщи, отложившимся здесь в более спокойных условиях, чем на севере зоны Передового хребта.

### Верхняя пермь

Доказанные палеонтологически отложения пермской системы обнажаются небольшими участками на пространстве от р. Белой до р. Боль-

шой Лабы. За пределами бассейнов этих рек они известны только в одном месте в Центральном Кавказе — по р. Гизель-дону. Пермские отложения представлены морскими фациями — в нижних слоях глинистыми сланцами, а в верхних только известняками — и охарактеризованы богатой фауной, особенно брахиопод. Б. К. Лихарев (723, 724, 725, 726, 727, 1316), детально изучивший фауну, первоначально относил эти отложения к верхней части нижней перми, но в последнее время (723, 723а, 726а) пришел к заключению о принадлежности их полностью к верхней перми.

### Бассейн рр. Белой, Малой и Большой Лабы

Верхнепермские отложения обнажаются во всех трех тектонических зонах данного района: в зоне Передового хребта, в Промежуточной зоне (зоне Бамбака и Пшекиша) и в зоне Главного хребта. Выходы их приурочены к областям погружения этих зон. Условия залегания верхнепермских слоев на более древних образованиях существенно различны в каждой из зон. В Промежуточной зоне они согласно, но все же трансгрессивно налегают на породы верхней красноцветной толщи, в то время как в зоне Передового хребта верхнепермские слои с угловым несогласием залегают на продуктивной толще карбона или непосредственно на метаморфических породах нижнего палеозоя и докембрия; на породах же верхней красноцветной толщи в этой зоне они залегают хотя и трансгрессивно, но без заметного углового несогласия. Это показывает, что тектоническая структура, существовавшая до верхнепермской трансгрессии, была создана еще до отложения верхней красноцветной толщи. В зоне Главного хребта верхнепермские известняки лежат прямо на слоях нижнего палеозоя.

В зоне Передового хребта выходы верхнепермских отложений сосредоточены по р. Малой Лабе в уроч. Черноречье, по Никитиной балке, в уроч. Уруштен, по балке Армокве и далее к югу в верховьях р. Бескеса и на хребте Дженту.

В районе Черноречья между Северной и Южной балками и на хребте между Никитиной балкой и р. Андрюком верхнепермские отложения без видимого углового несогласия налегают на слои грубообломочного брекчиевидного красно-бурого конгломерата верхних горизонтов верхней красноцветной толщи. Этот конгломерат, имеющий здесь относительно небольшую мощность, перекрывает по р. Андрюку метаморфические сланцы нижнего девона, а в районе Черноречья несогласно налегает на слои среднего карбона. К северо-западу конгломерат выклинивается, и верхнепермские слои, имеющие падение на северо-запад, ложатся прямо на различные горизонты продуктивной толщи среднего карбона, а к западу от р. Малой Лабы переходят на метаморфические породы нижнего палеозоя.

На основании различий в фаунах и в литологическом составе верхнепермские отложения района р. Малой Лабы разделяются на две свиты: 1) нижнюю свиту, состоящую из песчаника и глинистых сланцев с прослоями темного слоистого известняка и 2) верхнюю свиту, образованную серыми и светлыми массивными известняками. Общая мощность обеих свит не превышает 300 м.

По Северной балке (уроч. Черноречье) верхнепермские отложения начинаются песчаниками и песчано-глинистыми сланцами с фауной гастропод (*Bellerophon*), а по Никитиной балке — с фауной крупных пелеципод, среди которых Б. К. Лихаревым (726а) установлены *Labagapho-*

*rus magnus* Lich. и *Parallelodon* sp. Выше среди глинистых сланцев появляются прослои, а затем пачка темного известняка с битуминозным запахом. Над этой пачкой продолжают глинистые сланцы с прослоями темного, а выше светлосерого известняка. Фауны, собранные в темных и серых известняках, показывают некоторое различие и состоят из брахиопод, пелеципод, трилобитов, мшанок, кораллов криноидей и форамнифер.

По простиранию слоев к северо-востоку уже на небольшом протяжении происходит изменение фациального состава осадков верхней перми в сторону усиления в них роли известняков. По Никитиной балке темные и серые известняки образуют почти сплошную толщу, и глинистые сланцы сохраняются только в низах ее. Серые известняки переходят выше в более светлые, почти белые массивные известняки, имеющие рифовую природу. Они обнаруживают большее фациальное постоянство, чем нижележащие отложения сланцево-известняковой свиты. В них обнаружена богатая фауна, преимущественно брахиопод.

В районе Черноречья и Никитиной балки на различные горизонты верхнепермских отложений трансгрессивно налегают конгломераты и песчаники нижнего триаса, а далее к востоку — непосредственно нижнеюрские слои. В пределах зоны Передового хребта светлые известняки верхней свиты имеют меньшее распространение, чем нижняя свита, вследствие того, что они в значительной своей части были уничтожены еще до отложения триасовых слоев. Повидимому, первоначальная мощность верхнепермских отложений была более значительной.

Из нижней свиты района Черноречья и Никитиной балки Б. К. Лихаревым (723а, 726а) определены следующие формы: форамниферы — *Colaniella parva* Col., *Fusulina nana* Lich., одиночные кораллы, мшанки, брахиоподы — *Meekella eximia* Eichw., *Derbyia magnifica* Lich., *Chonetella nasuta* Waag., *Productus cora* d'Orb. var. *lineata* Waag., *Pr. yangtzeensis* Chaо var. *rossica* Lich., *Pr. kiangsiensis* Kaуs. var. *pontica* Lich., *Pr. subpusillus* Lich., *Pr. labaensis* Lich., *Pr. caucasicus* Lich., *Lyttonia richthofeni* Kaуs. f. *nobilis* Waag., пелециподы — *Oxytoma atavum* Waag. var. *caucasica* Lich., а также *Nautilus* sp. из группы *Tuberculati* (*Tainoceras* cf. *fugas* Simic.).

Из верхней свиты светлых известняков района Никитиной балки и уроч. Уруштен Б. К. Лихарев приводит следующую фауну: форамниферы — *Colaniella parva* Col., губки — *Heterocoelia robinsoni* Lich. sp. nov., брахиоподы — *Meekella multiplicata* Lich., *Ombonia dieneri* Lich., *Streptorhynchus altissimus* Lich., *Enteletes tschernyschewi* Dien., *Productus kiangsiensis* Kaуs. var., *Pr. incisus* Schellw., *Pr. curvirostris* Schellw., *Pr. compressus* Waag., *Pr. gratosus* Waag., *Pr. subsinuatus* Lich., *Pr. uruschtenensis* Lich., *Pr. sinosus* Huang, *Pr. pseudomedusa* Tschern., *Pr. robinsoni* Lich., *Pectenoproductus proprius* Lich., *Strophalosia netschajewi* Lich., *Str. caucasica* Lich., *Lyttonia richthofeni* Kaуs., *L. richthofeni* Kaуs. f. *nobilis* Waag., *Prorichthofenia* sp. nov., *Richthofenia caucasica* Lich., *Scacchinella jakorlevi* Lich., *Tectarea robinsoni* Lich., *Kayserringina caucasica* Lich., *Enteletella nikchitchi* Lich., *Spirifer caucasicus* Lich., *Sp. uruschtenensis* Lich., *Spiriferina margaritae* Gemm., *Ambocoelia tschernyschewi* Lich., *Martinia chidruensis* Waag., *M. caucasica* Lich., *Camarophoria caucasica* sp. nov., *Uncinunellina sicula* Gemm., *Unc. wangenheimi* Moell., *Wellerella arthaberi* Tschern. var. *caucasica* Lich., *Notothyris plicata* sp. nov., *Dielasma caucasica* sp. nov., пелециподы — *Edmondia*, *Parallelodon*, *Aviculopecten* и трилобиты (определенные В. Н. Ве-



бером) — *Proetus postcarbonarius* Gemm., *Proetus? semipustulatus* Weber, *Phillipsia tschernyschewi* Netsch.

Разрез верхнепермских отложений в верховье р. Бескеса представляет ту же последовательность напластований, как и в районе Черно-речья, с тем лишь отличием, что здесь слабее развита фация глинистых сланцев, но присутствует базальный брекчиевидный конгломерат, который налегает на метаморфические сланцы и гнейсы и состоит из крупных обломков этих пород. К верхним слоям его степень окатанности обломков увеличивается, гальки становятся мельче, появляются прослои песчаников; далее следуют песчаники, глинистые сланцы и темные слоистые известняки с фауной (*Productus*, *Fusulina*), которые выше переходят в серые известняки с брахиоподами — *Enteletes tschernyschewi* Dien., *Pectenoproductus proprius* Lich., *Martinia caucasica* sp. nov. Верхнепермские слои несогласно перекрываются здесь отложениями нижнего триаса.

В этом же районе, на хребте Дженту, находится небольшой останец верхнепермских темных и серых известняков с фауной, которые тектонически зажаты здесь среди кембрийских известняков.

В зоне Передового хребта к северо-западу от р. Малой Лабы верхнепермские отложения, так же как и слои красноцветной и продуктивной толщ, совершенно отсутствуют, и нижний триас налегает там непосредственно на нижний палеозой и на докембрий. Но в Промежуточной зоне, наоборот, выходы верхнепермских слоев сосредоточены в северо-западной части ее, в бассейне р. Белой, именно в районе горы Гефо и на южных отрогах хребта Пшекиш, а также в Раскол-скале вблизи сел. Хамышки. В этой зоне они представлены только известняками, в составе которых преобладают массивные светлые известняки, а темные слоистые известняки развиты слабее и занимают подчиненное положение; сланцевой фации здесь не обнаружено.

На горе Гефо известняки согласно налегают на серые конгломераты и песчаники верхней красноцветной толщи. Довольно часто известняки в нижних слоях содержат хорошо окатанные гальки кварца. Несмотря на отсутствие явного углового несогласия, приходится допустить наличие перерыва и трансгрессивного залегания известняков на красноцветной толще. На это указывает налегание известняков в разных местах (горы Гефо, Пшекиш, Раскол-скала) на различные горизонты верхней красноцветной толщи, а подтверждением наличия перерыва является залегание верхнепермских слоев с резким угловым несогласием на более древних породах в соседней зоне Передового хребта.

Фауна из светлых известняков горы Гефо, изученная Б. К. Лихаревым, обнаруживает большое сходство с фауной из верхней свиты верхнепермских отложений бассейна р. Малой Лабы и содержит следующие формы: фораминиферы — *Fusulina nana* Lich., губки, брахиоподы — *Ombonia tschernyschewi* Lich. var., *Streptorhynchus altissimus* Lich., *Enteletes tschernyschewi* Dien., *Enteletella nikchitchi* Lich., *Productus sinosus* Huang. Pr. *pseudomedusa* Tschern. var., *Pectenoproductus proprius* Lich., *Scacchinella jakovlevi* Lich., *Richthofenia caucasica* Lich., *Lyttonia* sp., *Spirifer caucasicus* Lich., *Spiriferina dieneri* Lich. sp. nov., *Neonhricadathuris asiatica* Chao. *Uncinunellina sicula* Gemm., *Gefonia cubanica* Lich., пелециподы — *Aviculopecten* и трилобиты — *Pseudophilipsia elegans* Gemm.

В Раскол-скале к западу от р. Белой, в месте замыкания и погружения антиклинали Промежуточной зоны, верхнепермские светлые известняки налегают на конгломераты верхней красноцветной толщи.

Б. К. Лихарев приводит отсюда следующую фауну: *Wellerella chamyschkiensis* sp. nov., *Uncinunellina sicula* Gemm., *Camarophoria acuminata* Gemm., *Spirifer caucasicus* Lich., *Martinia elegans* Dien., *Enteletes tschernyschewi* Dien., *Enteletella nikchitchi* Lich., *Ombonia tschernyschewi* Lich.

В промежуточной зоне верхнепермские известняки несогласно перекрыты или верхнетриасовыми слоями, или отложениями лейаса.

В зоне Главного хребта, по хребту Абаго в бассейне р. Белой, верхнепермские слои налегают на метаморфические сланцы нижнего палеозоя. Разрез их (по А. Г. Кобилеву) следующий: внизу выступают темносерые известняки, переслаивающиеся с известковистыми сланцами и песчанистыми известняками с микрофауной (*Pyramis* sp., *Nodosaria* sp., *Agathamina* sp., *Glomospira* sp., *Mizzia* ex gr. *velebitana* Sch ub.). Выше следуют массивные, а затем слоистые светлые известняки, на которых залегают темносерые тонкослоистые известняки, собранные в небольшие складки. Повидимому, тонкослоистые известняки представляют наиболее высокие горизонты северокавказской перми. По хребту Абаго они трансгрессивно перекрыты нижнеюрскими песчаниками.

Далее к западу, уже на самом водоразделе Главного хребта, в верховьях рр. Пшехи и Шахе в горном массиве Хуко, выступает свита кварцевых конгломератов и песчаников с прослоями черного глинистого сланца, среди которых залегают горизонт (мощностью в 40 м) известняка с криноидеями (В. В. Белоусов и Б. М. Трошихин, 89). Возраст этой свиты точно не установлен, но по последним сведениям в известняках была обнаружена пермская микрофауна.

### Горная Осетия

В значительном удалении к юго-востоку, в Центральном Кавказе по р. Гизель-дону снова выступают на небольшом протяжении пермские отложения. По данным Л. А. Варданянца (173, 216), здесь обнажается свита метаморфизованных пород, верхняя часть которой образована известняками, а ниже, согласно с ними, залегают филлитовые сланцы и кварцитовидные песчаники. В известняках была найдена *Lyttonia* cf. *nobilis* Waag (определение Б. К. Лихарева). Свита этих пород находится в несогласном контакте, возможно тектоническом, с кварцитово-конгломератовой толщей, относимой условно к карбону.

### Общие замечания о верхней перми Северного Кавказа

Б. К. Лихарев (723а, 726а, 727), детально изучивший фауну пермских отложений бассейнов рр. Лабы и Белой и установивший в составе ее 316 форм, отмечает, что фауна верхнего горизонта светлых известняков несравненно богаче и разнообразнее фауны нижних слоев, представленных песчанистыми и глинистыми сланцами и темными известняками. По его мнению, крупное различие в их видовом составе объясняется вероятно не столько возрастным отличием этих горизонтов, сколько фациальным. Фауна нижней свиты довольно однообразна, но многочисленна: среди нее преобладают брахиоподы, а в самых нижних горизонтах — пелециподы *Parallelodon*, *Pseudamusium* и очень крупные формы нового вида *Labagaphorus magnus* Lich.; из гастропод встречаются крупные *Bellerophon*, затем обычны крупные *Nautilus* sp. Из брахиопод наиболее

распространены *Derbyia magnifica* Lich., *Productus yangtzensis* Chao var. *rossica* Lich., *Pr. cora* d'Orb. var. *lineata* Waag., *Pr. kiangsiensis* Kauss. var. *pontica* Lich. Кораллы представлены скудно; среди них характерен один вид табулат, принадлежащий к новому роду, известному из нижней перми Донецкого бассейна и Урала. Из форамнифер присутствуют *Fusulina nana* Lich. и *Colaniella parva* Colani.

Фауна верхней свиты известняков, имеющих рифовую природу, гораздо богаче и разнообразнее; это разнообразие придают ей брахиоподы, среди которых преобладают *Productus*, представленные большим количеством новых и своеобразных форм. Многочисленны *Lyttonia richthofeni* Kauss. Часто присутствуют высокоарейные брахиоподы — *Richthofenia caucasica* Lich., *Scacchinella jakovlevi* Lich., *Ombonia tschernyschewi* Lich., *Omb. dieneri* Lich., *Streptorhynchus altissimus* Lich., *Spiriferina praetriassica* Lich.

Гастроподы, пелециподы, трилобиты, мшанки играют уже значительно меньшую роль; очень редки кораллы. Следует отметить, что до сих пор в кавказской перми не было встречено ни одного экземпляра аммоней, что весьма затрудняет синхронизацию этих отложений с пермскими образованиями других районов и стран.

Далее Б. К. Лихарев отмечает, что по своему разнообразию фауна северокавказской перми превосходит пермскую фауну Карнийских Альп и Гималаев. При большом своеобразии северокавказской фауны, она все же может быть сближена с фаунами известняков Созио (Сицилия), среднего продуктового известняка Соляного кряжа, фауной Шитичум Тибета, серии Лопинг Южного Китая и слоев Базлео Тимора. Обе описанные выше свиты верхнепермских отложений соответствуют приблизительно нижней и средней части «беллерофонового известняка» и может быть одновременно и верхним горизонтам греднерских песчаников Восточных Альп.

Такова в общих чертах характеристика верхнепермской фауны Северного Кавказа, приводимая Б. К. Лихаревым в его работах (723а, 727).

## МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

### ОБЩИЙ ОБЗОР МЕЗОЗОЯ

На общей геологической карте Северокавказского края выходы мезозоя занимают сравнительно узкую полосу. Однако эта полоса совпадает с Главным Кавказским хребтом, изучение которого крайне важно для выяснения архитектоники всей остальной области Северного Кавказа, построенной более просто, но в значительной мере покрытой новейшими четвертичными отложениями. В самой горной области Большого Кавказа мезозойские отложения уже играют доминирующую роль. Основные формы тектоники и важнейшие этапы геологической истории этой страны выясняются при изучении мезозоя. Наконец, выявление богатейших минеральных ресурсов Кавказа так или иначе сталкивается с необходимостью изучать отложения мезозоя и построенные ими тектонические структуры.

Мезозойские отложения представлены на Северном Кавказе всеми тремя системами — триасовой, юрской и меловой — и при этом в необыкновенно полном их развитии. Палеонтологически не доказанными пока остаются только верхи рэта, низы нижнего лейаса, верхи кимериджа и низы турона.

Выделение всех систем, отделов и ярусов с точным установлением их границ и достаточно ясной характеристикой было выполнено лишь в последнее время в результате работ многих геологов. История изучения каждой системы рассматривается в порайонных стратиграфических обзорах. Там же приводятся и ссылки на важнейшую литературу. Здесь мы укажем только, как разрешались наиболее спорные вопросы о границах систем...

В отношении границ триаса никаких вопросов не возникает. Разрез трансгрессивной серии начинается базальным конгломератом, покрытым известняками с фауной скифского яруса. Самые верхние слои триаса представлены известняками с норийско-рэтской фауной.

Юрские сланцево-песчаниковые отложения всюду залегают трансгрессивно. Однако границы юрской системы долгое время были спорными. Развитие в нижней юре чрезвычайно мощной свиты однообразных глинистых сланцев, крайне бедных остатками организмов и местами превращенных в аспидные сланцы действием дислокационного метаморфизма, было причиной, почему возраст этих отложений долгое время трактовался в самых широких пределах. Правильное разрешение вопроса было намечено уже в 1858 г. Г. Абигом (1279). Однако после работы Э. Фавра (1875 г., 1302) «сланцы Главного хребта» большей частью продолжали относить к палеозою или к триасу (К. Ренц, 1913 г., 1336). Позднее, на основании новых обширных материалов, в том числе и прямых находок фауны и флоры, вопрос был вновь обстоятельно пересмотрен И. Г. Кузнецовым (674) и В. П. Ренгартемом (951, 952) и решен в пользу лейаса, причем в самых низах свиты оказалась фауна лотарингского яруса нижнего лейаса (В. Н. Робинсон, 982). Таким образом, на Кавказе, повидимому, совершенно отсутствуют отложения нижних ярусов лейаса (геттангского и синемюрского), которым должен был соответствовать перерыв в осадконакоплении.

Граница между юрой и мелом тоже долгое время устанавливалась неправильно — к верхней юре относили всю мощную толщу известняков, слагающих передовую Скалистый хребет, хотя уже Г. Абигом (1270) указывал на возможную принадлежность верхнего горизонта этих известняков к нижнему мелу. Открытие В. П. Ренгартемом (963) нижневалаижинской аммонитовой фауны в этом горизонте, а потом и титонской фауны в подстилающих слоях (903, 966), позволило окончательно фиксировать границу между мелом и юрой.

Позднее всего была установлена граница между мелом и палеогеном. Фауна датского яруса была впервые с полной определенностью указана В. П. Ренгартемом (947) в верхних слоях известняковой толщи, обычно относившейся к сенопу. Залегающие выше мергели, а в западной части Кавказа флишевые осадки считались целиком третичными. Однако, после изучения микрофауны Н. Н. Субботиной (1122) и М. Ф. Глесснером (328), казалось, давало аргументы в пользу отнесения к мелу нижних слоев мергельной свиты. Эта трактовка встретила поддержку В. Д. Голубятникова и других геологов, базировавшихся на находках в этих же горизонтах также и морских ежей мелового облика. Более пристальное изучение вопроса показало, что, например, в Дагестане вследствие трансгрессивного залегания третичной серии морские ежи находятся в мергелях во вторичном залегании или приурочены к экзотическим отторженцам верхнемеловых известняков. В Нальчике мергели с меловым комплексом фораминифер должны рассматриваться лишь как фациальное замещение известняковой свиты и обычно бывают прикрыты еще

горизонтом известняков с датскими морскими ежами. Окончательно вопрос был решен И. А. Коробковым, описавшим из низов мергельной свиты (эльбурганского горизонта) обильную фауну моллюсков палеоцена.

Как это было доказано исследованиями В. В. Белоусова (80), мощности накопляющихся осадочных отложений определяются прежде всего колебательными движениями земной коры. В течение мезозоя на общем фоне погружавшейся обширной области Кавказской геосинклинали в разные моменты возникали геантиклиналы второго и третьего порядков, вытянутые в общекавказском направлении, а также поперечные зоны погружения и воздымания этих же элементов. В тех случаях, когда эти дифференцированные относительные движения выводили известные участки из-под уровня моря, происходило перемещение береговых линий и возникновение островов. Процессы эрозии и абразии во время перерывов еще увеличивали эти пробелы в стратиграфической последовательности отложений на таких воздымавшихся участках.

Триасовые отложения выступают из-под трансгрессивной нижней юры только на участке в 70 км в бассейнах рр. Белой и Лабы. Но и здесь состав и мощность триаса не везде одинаковы. В наиболее полном развитии эти отложения достигают мощности в 1500 м в северо-западной зоне Передового хребта. В более южных зонах разрез триаса менее полный, и мощность его значительно уменьшается. На западном и восточном продолжении зоны Передового хребта происходившие поперечные поднятия также привели к сокращению мощности триаса или даже к полному его исчезновению.

Для юрского и мелового периодов исследования В. В. Белоусова (80) рисуют гораздо более полную картину распределения различной мощности осадков в разных зонах. Мы воспроизводим здесь из книги В. В. Белоусова карту линий равных мощностей для верхней юры и нижнего мела (см. рис. 35). На основании новейших данных в эту карту можно было бы внести ряд поправок, но только в деталях. Полностью сохраняется основная закономерность, выражающаяся в существовании в осевой части хребта Главной геосинклинали с особенно мощным накоплением осадков и второй — Северокавказской геосинклинали, прослеживаемой против центрального участка Главного хребта. С запада и с востока между этими геосинклиналями вклиниваются геантиклинальные зоны с сильно уменьшенными сериями осадков верхней юры и нижнего мела. В несколько менее ясном выражении те же две зоны максимального накопления осадков выявляются В. В. Белоусовым для нижней и средней юры и для верхнего мела, причем в верхнемеловое время (и даже начиная с алта) Северокавказская геосинклиналь на меридиане города Дзауджикау (Владикавказ) как бы пережимается поперечным воздыманием.

Главная, флишевая геосинклиналь охватывает почти всю северо-западную часть Кавказа и далее прослеживается, главным образом, вдоль южного склона хребта, а на юго-востоке — вдоль Главного водораздела. Верхняя юра и мел представлены здесь особенно мощными сериями осадков в карбонатных и терригенных флишевых фациях.

В Северокавказской геосинклинали развиты нормально морские осадки более умеренной мощности и также частью карбонатные, частью терригенные.

Приводимая ниже таблица позволяет сравнить осадки обеих геосинклиналильных зон по их мощности и по распределению в них терригенных и карбонатных (органогенных) компонентов (табл. 4).

Таблица 4

	Общая мощность м	Карбонатные осадки		Терригенные осадки	
		м	%	м	%
Нормальная морская фацция					
Мел верхний . . . . .	500	480	96	20	4
Мел нижний . . . . .	1 000	200	20	800	80
Юра верхняя . . . . .	1 500	1 180	79	320	21
Юра средняя и нижняя . . . . .	2 000	—	—	2 000	100
Триас . . . . .	1 500	960	60	600	40
<b>Всего . . . . .</b>	<b>6 500</b>	<b>2 760</b>	<b>42</b>	<b>3 740</b>	<b>58</b>

	Общая мощность м	Карбонатные осадки		Терригенные осадки	
		м	%	м	%
Флишевая фацция					
Мел верхний . . . . .	3 000	2 700	90	300	10
Мел нижний . . . . .	3 250	1 100	34	2 150	65
Юра верхняя . . . . .	1 500	1 350	90	150	10
Юра средняя и нижняя . . . . .	6 500	—	—	6 500	100
Неизвестно					
<b>Всего . . . . .</b>	<b>14 250</b>	<b>5 150</b>	<b>36</b>	<b>9 100</b>	<b>64</b>

Очень отчетливо выступает чередование эпох преобладающего отложения карбонатных осадков (триас, верхняя юра, верхний мел). Очевидно, в эпохи преобладания карбонатных осадков те участки суши, которые давали до того терригенные материалы, благодаря трансгрессии покрывались морем. Эти области размыва и сноса терригенных материалов располагались в геосинклинальных зонах. Северная геосинклиналь охватывала Предкавказье, главным образом Ставропольское поднятие. Южная геосинклиналь намечается в форме узкой кордильеры в области депрессии Куры, а на западе в значительной мере является перекрытой надвигами со стороны Главного хребта и только в районе Сочи существование такой же кордильеры улавливается по появлению грубообломочных материалов в осадках соседних зон. Серединная геосинклиналь начиная с верхней юры неоднократно воздымалась в виде кордильеры островов и также могла служить местным источником терригенных материалов. Осадки в этой зоне характеризуются частыми перерывами, следами размывания и, во всяком случае, значительно меньшими мощностями, чем в обеих геосинклиналях.

В разделах, посвященных стратиграфии каждой системы, дается характеристика фациальных особенностей осадков для основных подразделений системы в различных районах Северного Кавказа, т. е. рассматривается распределение фаций по всей территории и их смена в вертикальной последовательности, отмечаются трансгрессии, регрессии, перерывы

в накоплении осадков и моменты их размывания. Все это в значительной мере обуславливается ходом тектонических процессов — колебательных и складкообразовательных движений земной коры. Тектонические и вулканические проявления рассматриваются более подробно в соответствующих главах. Наконец, основные этапы истории геологического развития страны освещаются в заключительной главе.

Полезные ископаемые в мезозойских отложениях довольно многочисленны, особенно в юре. Описание месторождений и оценка их помещены во второй части этого тома. Вот краткий перечень объектов по системам и отделам.

**Т р и а с** — исландский шпат.

**Н и ж н я я и с р е д н я я ю р а** — каменный уголь, графит, железохромоникелевые руды, сидериты, огнеупорные глины, охра, железный купорос, кровельные сланцы, жерновой камень, точильный камень, кварцевые жилы с полиметаллами (свинец, цинк, медь, серебро, золото), киноварью, стибнитом, миспикелем, реальгаром, серным колчеданом, баритом и горным хрусталем.

**В е р х н я я ю р а** — алебастр, доломит, сера, чистые известняки для обжига, литографский камень, битуминозные (горючие) известняки, строительные камни, охра и в жеодах целестин.

**Н и ж н и й м е л** — фосфориты, глаукониты, стекольные пески, строительный камень, благородные и горючие газы.

**В е р х н и й м е л** — цементные мергели, известняки для обжига, литографский камень, селитра.

Подземные воды, циркулирующие в мезозойских отложениях, в том числе и минеральные, имеют важное экономическое значение. Широко распространенные водоносные горизонты связаны с известняковыми толщами верхнего мела, валанжина и верхней юры. Минеральные источники, в том числе и на группах Кавказских минеральных вод, связанные с молодыми интрузиями, находят себе пути по дислокационным трещинам в мезозойских отложениях, что оказывает влияние на солевой состав этих вод.

В заключение необходимо наметить некоторые проблемы, связанные с дальнейшим изучением мезозойских отложений Северного Кавказа. По триасу очередными задачами является выяснение стратиграфических соотношений и характера тектонических движений между средним и верхним триасом и монографическое изучение фаун. По нижней и средней юре основная проблема — это стратиграфия свиты сланцев Главного хребта и их отношение к нормальным сланцам более северной зоны. Развитие угленосных фаций в различных горизонтах нижней и отчасти средней юры ставит на очередь изучение остатков флоры, в том числе и методами спорово-пыльцевого анализа. Требуется изучение аммонитовой фауны сланцевой юры. По верхней юре необходимо расширить работы в Прикубанском районе, произвести послыйный сбор фауны и петрографического материала и продвинуть изучение собранных в разных районах фаун, в том числе кораллов, гидроидов, мшанок и фораминифер. По нижнему мелу очередными задачами является изучение стратиграфии флишевых отложений и их отношений к нормальным осадкам, монографическая обработка аммонитов, пелеципод, брахиопод, морских ежей и микрофауны. По верхнему мелу основные работы также необходимо направлять в западную часть Прикубанского края и в область флиша Черноморского побережья. Изучение микрофауны здесь должно дать ценные результаты. Монографическая обработка всей верхнемеловой фауны

также является важнейшей задачей. Наконец, в ближайшее время необходимо организовать литолого-минералогическое изучение осадочных пород всех систем мезозоя.

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

### Общие замечания

Выходы триасовых отложений в пределах Кавказского хребта известны только на небольшой площади в северо-западной части северного склона его, в бассейнах рр. Лабы и Белой. Триас представлен здесь морскими отложениями. Нигде более в пределах Большого Кавказа морской триас не обнаружен, и ближайшие местонахождения его известны в Крыму, в Армении и на Мангышлаке.

На Северном Кавказе триас был открыт в 1906 г. В. И. Воробьевым<sup>1</sup> в системе рр. Лабы и Белой. Материалы Воробьева были обработаны Ф. Н. Чернышевым (1221), установившим на основании изучения брахиопод наличие здесь морского верхнего триаса (карнийских и норийско-рэтских слоев), а также А. А. Борисяком (147), указавшим на присутствие норийских слоев с *Pseudomonotis ochotica* Кеуs. В дальнейшем кавказские формы этого вида были выделены П. В. Виттенбургом (255) в самостоятельный вид *Pseudomonotis caucasica* Witt.

В 1910 г. В. Н. Робинсоном был установлен факт отсутствия выходов триаса к юго-востоку от р. Большой Лабы, а в 1911 г. П. В. Виттенбург и В. Н. Робинсон констатировали развитие почти полного разреза триасовой системы в бассейнах рр. Белой и Лабы (254). В последующие годы В. Н. Робинсон рядом небольших маршрутов установил границы распространения триаса.

После длительного перерыва с 1924 г. В. Н. Робинсон (982, 991, 992, 993) возобновил и продолжал по 1929 г. систематические исследования области распространения триаса и палеозоя в бассейнах рр. Лабы и Белой. В результате был разработан стратиграфический разрез всего триаса, обнаружены новые горизонты его и новые фауны, прослежены фациальные изменения, выяснена тектоника района и составлена геологическая карта в масштабе 1 : 100 000 (982, 986, 991, 992, 993). Констатированы были перерывы в отложениях между средним и верхним триасом и наличие тектонических движений и трансгрессий в это время, а также перерывы между палеозоем и триасом и между триасом и юрой.

Некоторые наблюдения над триасом бассейна р. Белой были проведены в 1914 г. И. И. Никшичем (779) вблизи станицы Каменноостской и в 1928 г. совместно с О. С. Вяловым (269) — выше по р. Белой. Обнаруженные В. Н. Робинсоном выходы верхнего триаса по р. Белой вблизи Гузерипльской поляны подтверждаются в 1927 г. находкой здесь Б. К. Лихаревым аммонитов норийского яруса, определенных и описанных В. Н. Робинсоном (996). В 1932 г. и позже последним даны более уточненные схемы стратиграфии кавказского триаса (986, 987, 996, 997). В последние годы — до 1939 г. — изучением разреза верхнего триаса Северного Кавказа и его фауны брахиопод и кораллов был занят А. С. Моисеев (757, 757а).

<sup>1</sup> Безвременно погибший в том же году на одном из ледников верховьев р. Киши В. И. Воробьев был первым геологом и минералогом, проникшим в эту не исследованную тогда часть Кавказа.



Геологическое строение области распространения триаса в бассейнах рр. Белой и Лабы отражено в работе В. Н. Робинсона 1946 года (995).

В результате длительного процесса тектонического развития Кавказского хребта структура его уже в палеозое определилась в виде системы продольных тектонических зон. Структура области распространения триаса выражена тремя такими зонами, разделенными крупными разрывами и представляющими собой каждая в отдельности самостоятельную систему складок. Эта группа зон состоит из двух основных зон — зоны Главного хребта и зоны Передового (высокогорного) хребта, между которыми расположена третья — Промежуточная зона (или зона хребтов Пшекиш и Бамбак). Складки каждой зоны, по мере своего погружения к северо-западу, приобретают форму единой антиклинали.

Выходы триаса сосредоточены в области погружения зон между рр. Большой Лабой и Белой и занимают наибольшую площадь в зоне Передового хребта. В Промежуточной зоне известны только отдельные небольшие выходы верхнего триаса.

Триасовые отложения Северного Кавказа представлены почти полным разрезом слоев всех отделов и ярусов системы и по составу своих фаций и фаун являются осадками альпийского типа и открытого моря, соединявшегося то со средиземноморской, то с индийской областями Тетиса. Среди его осадков преобладают известняки, а терригенные грубообломочные породы играют подчиненную роль. Булканогенные образования в составе морских осадков триаса на Северном Кавказе совершенно неизвестны.

В зоне Передового хребта триас развит наиболее полно. Общая мощность триасовых отложений доходит здесь до 1500 м. Выходы их непрерывно обнажаются на протяжении 40 км по простиранию, от сел. Сахрая на северо-западе до горы Ятыргварты и до Никитиной балки по р. Малой Лабе на юго-востоке. Еще далее к юго-востоку на водоразделе рр. Малой и Большой Лабы, в верховьях их притоков Маркопидж и Бескес, триас снова появляется в виде небольшого изолированного островка. На северо-запад от Сахрая триасовые слои обнажаются по руслу р. Белой выше станицы Каменноостской и по некоторым балкам к югу от станицы Даховской (137, 269, 779, 997). Расстояние между крайними выходами триаса на р. Белой и по р. Бескесу составляет 70 км.

В пределах северо-западной оконечности зоны Передового хребта триасовые слои образуют большую антиклинальную складку, в ядре которой, подстилая триас, залегают породы докембрия и, местами, палеозоя. Наиболее мощно триас развит в средней части этой антиклинали, в горных массивах Тхача и Ачешбока, слагающих ее крылья.

В промежуточной зоне известны только отложения верхнего триаса, залегающего на верхнем палеозое и расположенного отдельными выходами на протяжении 15 км вдоль юго-западного крыла антиклинали этой зоны, от р. Белой до отрогов хребта Пшекиш.

Вся толща триасовых отложений довольно отчетливо разделяется на два комплекса слоев: нижний комплекс, образованный непрерывной серией осадков нижнего и среднего триаса, и верхний комплекс, сложенный в основном осадками верхнего триаса и отчасти среднего триаса. Такое разделение толщи обусловлено перерывами в отложении, имевшими место перед концом среднего и во время верхнего триаса, и трансгрессивным залеганием различных свит верхнего комплекса на различных горизонтах нижнего. Поэтому местами отсутствуют части то нижнего, то верхнего комплекса, и разрез триаса, по степени своей полноты и фациальному

составу, представлен неодинаково в разных районах. В этом отношении здесь обозначается четыре района, из которых три расположены в зоне Передового хребта и тесно связаны между собой: 1) северо-западный район р. Сахрая, 2) центральный район рр. Тхача и Бугунжа, 3) юго-восточный район рр. Малой Лабы и Уруштена и 4) особняком расположенный район Промежуточной зоны.

Стратиграфический разрез триаса удобнее всего рассматривать применительно к этим районам (рис. 2).

### Нижний и средний триас

Толща нижнего и среднего триаса образована непрерывной серией осадков скифского, анизийского и ладинского ярусов, достигающей в местах наиболее полного своего развития, в районе гор Большого и Малого Тхача, 900—1000 м мощности. Осадки скифского яруса представлены известняками, анизийского — известняками и мергелистыми сланцами и ладинского — глинистыми сланцами и песчаниками. Почти повсюду в основании толщи залегает базальный конгломерат и песчаник изменчивой мощности и состава.

Разрез нижнего триаса хорошо представлен на склонах горы Ятыргварты, находящейся на водоразделе рр. Малой Лабы и Уруштена. Неопосредственно на докембрийские гнейсы и на интрузивные в них диориты здесь несогласно налегает базальный конгломерат [1] из валунов и обломков нижележащих кристаллических пород<sup>1</sup>. Конгломерат, непостоянной мощности, кверху переходит в серые песчаники, которые сменяются выше неслоистым известняком [2], составляющим нижний, небольшой мощности горизонт. Над ним залегает свита [3], мощностью до 200 м, чередующихся слоев серых тонкослоистых известняков с прослоями более пльчатых и сланцеватых, в которой находится фауна аммонитов скифского яруса: *Pseudosageceras multilobatum* Noetl., представители родов *Meekoceras*, *Flemingites*, *Hedenstroemia*, *Owenites*, *Proptychites*, *Nannites*, а также пелеципод *Claraia aurita* Haug.

Состав этой фауны, характерной для индийской провинции, указывает на верхние зоны скифского яруса. Следовательно, нижние его зоны здесь отсутствуют.

На свиту тонкослоистых известняков налегает массивный ослетый известняк [4], образующий повсеместно хорошо заметный горизонт довольно большой мощности, который по месту наиболее полного развития его на горе Малый Тхач удобно называть «горизонтом Малого Тхача». В районе гор Ятыргварты разрез нижнего триаса заканчивается этим известняком, и выше на него трансгрессивно налегают норийские слои верхнего триаса [14].

Стратиграфический разрез нижнего триаса почти без изменений прослеживается на большом протяжении по простиранию на северо-запад, где нижний триас обнажается в ядре триасовой антиклинали.

На северо-восточном крыле антиклинали по р. Малой Лабке, в уроч. Черноречье и по Никитиной балке разрез нижнего триаса в общих чертах сходен с вышеописанным. Отличие заключается только в некотором увеличении мощностей всех его горизонтов и в появлении местами среди известняков прослоев конгломерата с хорошо окатанными гальками. Но

<sup>1</sup> Цифры в прямоугольных скобках указывают номер горизонта на таблице стратиграфических колонок (рис. 2).



условия залегания триаса здесь несколько иные. Базальный конгломерат [1] налегает на известняки верхней перми и включает их валуны и глыбы, иногда значительных размеров. Выше следуют песчаники, которые сменяются затем известняками. Мощность всей базальной свиты превышает здесь 100 м. В разрезе известняковой толщи можно различить нижний горизонт неслоистых известняков [2], выше — свиту тонкослоистых известняков [3], смятых в систему сложных мелких складок, и затем залегающий над ней мощный горизонт массивных светлых известняков [4], соответствующий горизонту Малого Тхача. Выше находится еще несколько горизонтов массивных и слоистых известняков. Этой серией известняков образован высокий отвесный уступ хребта Малый Бамбак. Палеонтологически известняки слабо охарактеризованы, но по своему положению должны быть отнесены уже к низам среднего триаса. В районе Малого Бамбака они трансгрессивно перекрыты верхним триасом, а по Малой Лябе — непосредственно отложениями лейаса.

По мере удаления от р. Малой Лябы на северо-запад в геологическом разрезе появляются уже более высокие горизонты известняковой толщи, а также доказанные палеонтологически отложения среднего триаса.

Наиболее полно серия осадков нижнего и среднего триаса развита в центральном районе; именно в районе гор Большого и Малого Тхача и по верховьям рр. Тхача, Ачешбока и Бугунжа. Разрез этих отложений особенно хорошо выражен на северном крыле антиклинали. В осевой части ее обнажаются докембрийские гнейсы и гранито-гнейсы, а также залегающие в них серпентиниты. Те и другие породы несогласно перекрыты отложениями нижнего триаса. Базальный конгломерат [1] имеет небольшую мощность, но местами, например на восточном склоне горы Малый Тхач, он состоит из галек серпентинитов и возрастает по мощности до нескольких десятков метров.

Базальный конгломерат кверху быстро сменяется известняками, образуя в переходной части своеобразный конгломератовый известняк. Далее следует нижний горизонт неслоистого известняка [2], а затем свита тонкослоистых и плоччатых известняков [3] с *Claraia cf. clarae* Em m r. (форма скифского яруса) и с остатками аммонитов. Вышележащий горизонт массивных светлых известняков, мощностью до 75 м, именно горизонт Малого Тхача [4], слагает собой весь уступ горы Малый Тхач. В верхних частях известняки становятся более слоистыми и переходят затем в тонкослоистые [5], которые напоминают такие же известняки нижней свиты и подобно им смяты в мелкие складки. Включая этот горизонт, общая мощность всей известняковой толщи достигает 450—500 м.

Более высокие горизонты разреза обнажаются по южному склону горы Большой Тхач, по рр. Тхачу, Ачешбоку и по левому истоку р. Бугунжа. По этим рекам также выступают все свиты нижнего триаса и горизонт Малого Тхача, массивные известняки которого образуют узкие ущелья. Выше верхней свиты тонкослоистых известняков [5] залегают толстослоистый, переходящий в узловатый, известняк [6] с прослоями мергелистых сланцев. Далее следует свита [7—8] слоистых плитчатых серых известняков с прослоями мергелистых сланцев. Слои этой свиты обычно собраны в небольшие, но сложные складки. Кверху отдельные слои известняка постепенно принимают четковидную форму. Далее вверх мергельно-сланцевые прослои начинают преобладать над известняками, и в конце концов последние остаются среди сланцев в виде отдельных прослоев. Почти все горизонты известняково-мергельной свиты [7—8] содержат фауну, преимущественно аммонитов, которые определенно указывают на при-

надлежность этой свиты к среднему триасу, именно к верхней зоне анизийского яруса: *Monophyllites (Leiophyllites) suessi* Mojs., *M. (L.) pradyumna* Dien., *Megaphyllites* sp., *Gymnites incultus* Beyr., *Japonites labaensis* Rob., *Procladiscites connectens* Hauer, *Sturia* cf. *sansovinii* Mojs., *St. semiarata* Mojs., *Ceratites* sp., *Sageceras* sp.

Вследствие недостатка руководящей фауны возраст известняков горизонта Малого Тхача [4] и тесно связанной с ним верхней свиты тонкослоистых известняков [5] точно не установлен. По своему положению над отложениями скифского яруса и под слоями верхней зоны анизийского этот горизонт может быть отнесен к верхам нижнего триаса и к нижней части среднего триаса или только к последней. Такое стратиграфическое положение этого горизонта массивных известняков позволяет сопоставить его с известняком Нити в Гималаях, где последний составляет нижнюю часть среднего триаса.

На северном склоне горы Малый Тхач горизонт узловатого толстослоистого известняка [6], залегающего под анизийскими плитчатыми известняками [7], частично замещается конгломератом и песчаником с гальками кварца и малоокатанными обломками нижележащих триасовых известняков. Местами конгломерат налегает прямо на известняки горизонта Малого Тхача. Все это указывает на местный перерыв в отложении осадков, не распространявшийся на всю площадь отложения слоев среднего триаса, в пределах которой процесс седиментации не прерывался. В остальной своей части анизийские отложения не обнаруживают значительных фацциальных изменений.

В том же центральном районе гор Большого и Малого Тхача и далее к юго-востоку до р. Бугунжа анизийские мергельные сланцы с прослоями известняка [8] сменяются выше свитой [9] темных глинистых сланцев, в которой появляются прослой и конкреции сидерита, а выше — прослой песчаника. В районе р. Бугунжа на глинистые сланцы налегает небольшой мощности горизонт песчаников [10], выше которого следует вторая свита глинистых сланцев [11]. В глинистых сланцах обеих свит, как ниже горизонта песчаников, так и выше него, встречаются раковины *Daonella*, в верхней свите [11] в истоках р. Бугунжа найдены аммониты — *Monophyllites wengensis* Klip. и другие, указывающие на принадлежность этой свиты к верхней зоне (венгенским слоям) ладинского яруса. Следовательно, нижняя свита глинистых сланцев [9] должна соответствовать нижней зоне ладинского яруса.

На юго-восточном склоне горы Большой Тхач в средней части ладинской глинисто-сланцевой толщи выступает горизонт песчаников и мелких конгломератов [10], соответствие которого вышеупомянутому горизонту песчаников [10] ладинского яруса района р. Бугунжа весьма вероятно, но еще не вполне доказано. В разрезах по р. Бугунжу на ладинские слои трансгрессивно налегают конгломераты и песчаники норийского яруса [14], но в районе Большого Тхача, выше ладинских отложений, залегают еще одна мощная свита глинистых сланцев [12—13], в верхах которой обнаружена уже фауна карнийского яруса. Перерыва между этими свитами здесь не заметно.

Выходы нижнего и среднего триаса продолжают на северо-запад от района гор Большого и Малого Тхача по р. Сахраю. Изменения фаций их осадков почти не происходит, заметно только некоторое усиление развития известняков среди анизийских отложений за счет убыли в них мергелей. В известняках скифского яруса П. В. Виттенбург (254) отмечает присутствие *Pseudomonotis venetiana* Hauer.

По р. Сахраю вблизи сел. Сахрай обнажаются нижние горизонты [2—1] скифского яруса (известняки и песчаники). В тектоническом контакте с ними выступают здесь грашты. Отсутствие следов метаморфизации в известняках говорит о том, что граниты являются более древними образованиями и что нижний триас на некоторой глубине вероятно лежит на них трансгрессивно.

В районе среднего течения р. Сахрая и его правых притоков — Бжебса и Мамрюка на различные горизонты известняков скифского и анизийского ярусов несогласно налегают крупные конгломераты. Они состоят из крупных, часто малоокатанных глыб и валунов известняков из нижележащих толщ триаса. Конгломераты чередуются со слоями песчаников и выше сменяются слонстыми песчаниками, которые, в свою очередь, переходят далее в глинистые сланцы [11]. В глинистых сланцах была обнаружена фауна, содержащая (по П. В. Виттенбургу, 254) *Daonella lottmeli* Wiss., форму венгенских слоев, что позволяет отнести всю свиту глинистых сланцев, песчаников и конгломератов к верхней зоне ладинского яруса.

К юго-востоку крупные конгломераты Сахрая [10] налегают на все более и более высокие горизонты скифских и анизийских известняков, убывают по мощности и фациально изменяются. В районе горы Большой Тхач аналогом их может быть горизонт мелких конгломератов и песчаников [10], залегающий на нижней свите ладинских глинистых сланцев. В юго-западной части центрального района по правому истоку р. Шипи, вблизи горы Ачешбок, обнажается толща конгломератов, песчаников и глинистых сланцев [10—12], сходная с сахрайской, налегающая здесь трансгрессивно на нижние горизонты [9] ладинских глинистых сланцев с фауной пелеципод. Конгломераты имеют меньшую мощность, чем по Сахраю, и, кроме валунов известняков нижнего триаса, включают также и окатанные обломки ладинских глинистых сланцев.

К северо-западу от района р. Сахрая, по руслу р. Белой выше станицы Каменноостской, снова выступают тонкослоистые известняки [3] нижнего триаса, собранные в сложные складки. Они трансгрессивно перекрыты здесь свитой [10—11] крупных конгломератов, песчаников и песчано-глинистых сланцев, аналогичных сахрайским (верхи среднего триаса), на которые, в свою очередь, несогласно налегает уже келловей (779).

На юго-востоке, по р. Малой Лабе и в верховьях р. Бескеса, свиты среднего триаса постепенно выпадают из разреза, и на известняки нижнего триаса непосредственно ложатся отложения норийского яруса.

Все перечисленные места проявлений нижнего и среднего триаса расположены в пределах зоны Передового хребта. В Промежуточной зоне эти отложения отсутствуют, и там встречаются только отложения верхнего триаса.

Таким образом, на всем своем протяжении от р. Белой до р. Большой Лабы фациальный состав отложений нижнего и среднего триаса сохраняется без существенных изменений. Полная серия этих отложений развита в центральном районе горы Большой Тхач, где можно наблюдать постепенное изменение фаций от карбонатных в нижних свитах к терригенным в верхних. Следы перерывов здесь незаметны, но с удалением к северо-западу и к юго-востоку они четко обозначаются. В разрезе этих серий последовательно исчезают, начиная сверху, отдельные свиты, и отложения верхнего комплекса триаса (на северо-западе — верхи ладин-

ского яруса, а на юго-востоке — порийские слои) налегают трансгрессивно на различные горизонты среднего и нижнего триаса.

### Верхний триас

Отмеченные выше явления перерыва в ладинских слоях и под норийскими отложениями указывают на тектонические движения и перемещения моря и суши в эти эпохи.

В центральном районе, на склонах горы Большой Тхач, как уже было отмечено, не наблюдается явного перерыва между глинисто-сланцевыми свитами среднего и верхнего триаса. Они разделены непостоянным горизонтом песчаников [12], вблизи которых встречается местами прослой известняка-ракушника. Этот прослой и горизонт песчаников могут быть условно приняты за границу между средним и верхним триасом, потому что лежащая над ними часть толщи глинистых сланцев с сидеритами [13] содержит уже фауну пелеципод карнийского яруса — *Halobia austriaca* Mojs., *H. aff. superba* Mojs., а также аммонитов из рода *Arcestes*.

На свиту карнийских глинистых сланцев налегает мощная толща известняков норийского яруса, слагающих вершину и отроги горы Большой Тхач. В основании толщи местами обнажается горизонт песчаников и песчаных известняков [14], соответствующих нижненорийским слоям соседних районов. Трансгрессивное залегание этого горизонта выражено здесь менее четко, чем в других районах.

В северо-западном районе р. Сахрая переход верхнеладинских глинистых сланцев с *Daonella lommeli* Wis. к вышележащей свите глинистых сланцев постепенный. Самые верхние горизонты [12—13] последней, представленные глинистыми сланцами со слюдой, обнажаются по р. Куне, где давно известно (1221) наличие в них *Koninckina telleri* Bittn., формы верхов карнийского яруса. Без какого-либо заметного несогласия, но, по-видимому, трансгрессивно, на глинистые сланцы налегает здесь небольшой мощности свита нижненорийских серых песчаников и песчаных известняков [14], которые переходят выше в серые и красные известняки средней части норийского яруса [15—16] с фауной кораллов и с *Pseudomonotis caucasica* Witt.

В районах р. Сахрая и горы Большой Тхач свита карнийских глинисто-сланцевых отложений [12—13] представлена почти полным разрезом, и, как сказано, на нее согласно, но все же трансгрессивно, налегают отложения норийского яруса. По мере удаления на юго-восток карнийские слои постепенно исчезают, и начинает отчетливо обозначаться трансгрессивное налегание норийских слоев сперва на карнийские, а затем на ладинские отложения. Вблизи слияния рр. Тхача и Ачешбока уже ясно видно трансгрессивное залегание на ладинские глинистые сланцы конгломерата [14] небольшой мощности с малоокатанными обломками глинистых сланцев и сидеритов, происходящих из размытых слоев карнийских и отчасти ладинских свит. Конгломерат переходит выше в песчаники с прослоями песчаного известняка с фауной толстостворчатых пелеципод из семейства *Megalodontidae*. Далее к югу, в разрезе на водоразделе рр. Бугунжа и Ачешбока, конгломерат налегает на верхнеладинские слои с *Monophyllites vengensis* Klip. [11] и сменяется выше также песчаниками и песчаными известняками с пелециподами, брахиоподами и кораллами. Такая же свита слоев [14] наблюдается и далее к юго-востоку на хребте Малом Бамбаке и на северных склонах горы Ятыргварты, где в составе ее появляются уже прослой мелкого конгломерата. Почти повсюду в этой свите встречена фауна пелеципод: *Palaeocardita buruca*

K r u m b., *Myophoria verbeeki* (Boettg.) K r u m b., *Myophoria* sp., *Indopecten glabra* Dougl., *Pinna* sp., *Cassianella* sp. и раковины *Megalodontidae*. Эта фауна является характерной для нижних горизонтов норийского яруса восточной части Тетиса (В. Н. Робинсон, 1986).

В центральном и северо-западном районах этим нижненорийским слоям соответствует свита песчаников и песчанистых известняков, которая без заметного несогласия залегает на карнийских глинистых сланцах. К юго-востоку же от центрального района нижненорийские слои последовательно перекрывают все более и более древние горизонты триаса, доходя до самых низов скифского яруса. Таким образом, нижненорийские слои отмечают собой обширную трансгрессию, следы которой ясно выражены на юго-востоке и менее отчетливо в центральном районе и на северо-западе.

Повсюду свита нижненорийских отложений без перерыва переходит выше в мощную толщу известняков норийского яруса. С появлением известняков фациальный состав осадков становится более однообразным на значительном протяжении в пределах зоны Передового хребта и только далее к юго-западу в Промежуточной зоне существенно изменяется.

В зоне Передового хребта толща верхнетриасовых известняков достигает 300 м мощности. Нижние горизонты ее представлены темносерыми и темнокрасными слоистыми известняками с кораллами и криноидеями [15]. Выше залегают [16] толстослоистые, также красные и серые известняки с *Pseudomonotis caucasica* Witt., раковины которой образуют местами значительные скопления. Далее вверх следует свита [17] светлых и розоватых массивных известняков непостоянной мощности, достигающей иногда 200 м и более; местами в них встречаются прослои с брахиоподами и другой фауной. Наконец, самые верхние горизонты толщи [18] образованы темнокрасными, отчасти песчанистыми известняками с богатой фауной, преимущественно верхненорийских и рэтских брахиопод.

Уже давно из этих верхних горизонтов [18] Ф. Н. Чернышевым (1221) были определены следующие виды брахиопод: *Terebratula pyriformis* Suess, *T. turcica* Bitt., *Waldheimia* aff. *norica* Suess, *Rhynchonella fissicostata* Suess, *Rh. fuggeri* Bitt., *Rh. aff. anatolica* Bitt., *Rh. levantina* Bitt., *Rh. worobieffi* Tschern., *Cyrtina suessi* Winkl., *Spiriferina oxycolpos* Emmr., *Sp. oxycolpos* Emmr. var. *caucasica* Tschern., *Sp. manravinii* Bitt., *Sp. worobieffi* Tschern., *Sp. cubanica* Tschern., *Retzia superbescens* Bitt., *Amphiclinodonta katzeri* Bitt. Весь комплекс фауны указывает на смещение верхненорийских и рэтских форм альпийского и малоазиатского типов.

В составе фауны брахиопод норийско-рэтских слоев из района Малой Лябы А. С. Моисеевым (757a) установлены новые формы — *Euxinella jatyrgvartaensis* Moiss., *Eu. robinsoni* Moiss., *Robinsonella mastakanensis* Moiss. Кроме того, А. С. Моисеев (757, 757a) указывает, что норийские известняки Северного Кавказа характеризуются также присутствием обильной микрофауны (фораминиферы, остракоды), губок (*Molengraaffia regularis* Vin. de Regny и ряд новых форм), кораллов (*Thecosmilia charliana* Frech, *Th. ex gr. subdichotoma* Voltz., *Astracomorpha ex gr. confusa* Reuss, *Thamnastraea robinsoni* n. sp. и др.), гидроидных полипов (*Heterostridium* sp.) и мшанок. Очень большую роль, как породообразователи, играют кустистые водоросли *Corrallinaceae* и *Spongiostromata*.

Выходы верхнетриасовых известняков расположены на обоих крыльях триасовой антиклинали и образуют здесь ряд возвышенностей, высшими



точками которых являются горы Большой Тхач и Ачешбок, где разрез их представлен наиболее полно. В сторону ядра антиклинали известняки обрываются крутыми, часто отвесными, высокими уступами (до 250 м), определяющими собой основные черты ландшафта этой местности.

Коралловые известняки [15] и слои с *Pseudomonotis caucasica* Witt. [16] на всем своем протяжении не обнаруживают резких фациальных изменений. Они распространены преимущественно в северо-западной и северной частях района, и лучшие разрезы их известны в Развальном Камне по р. Куне, в верховьях р. Ходзь по ущелью Мешок и в горах Ачешбок и Агиге.

Горизонт светлых массивных известняков [17] особенно развит в горах Большой Тхач и Ачешбок. С удалением отсюда в обе стороны по простиранию слоев заметно уменьшение мощности этих известняков и появление местами в них слоистости. К юго-востоку горизонт светлых известняков и слои с *Pseudomonotis caucasica* почти выклиниваются, и на отрогах горы Ятыргварты, а также в верховьях р. Бескеса слои с норийско-рэтской фауной [18] налегают прямо на коралловые известняки [15]. Причины выклинивания этих горизонтов остаются еще недостаточно изученными. Повидимому, массивные известняки Большого Тхача и Ачешбока, представляющие неслоистые рифовые образования изменчивой мощности, переходят по сторонам в слоистые осадки иного фациального состава и незначительной мощности.

Известняки с норийско-рэтской фауной [18] обнаружены в хороших обнажениях на северном склоне и восточных отрогах горы Большой Тхач, особенно по дороге с Кунских Полян, затем вблизи слияния рр. Тхача и Ачешбока, на отрогах горы Ятыргварты и в верховьях р. Бескеса.

Общая мощность карнийских и норийских отложений в местах полного их развития достигает 500—600 м.

Все приведенные выше описания разрезов верхнего триаса относятся к области распространения его в зоне Передового хребта. В Промежуточной зоне верхний триас представлен только норийскими отложениями, но в иных условиях залегания и в других фациях. Слои их выступают здесь вдоль юго-западного крыла Пшекишской антиклинали отдельными небольшими участками по р. Белой, по р. Безымянной и на южном отроге горы Пшекиш. Верхнетриасовые слои налегают трансгрессивно на отложения верхнего палеозоя, преимущественно на породы нижнепермской красноцветной толщи, или местами — на известняки верхней перми.

Наиболее полно разрез верхнего триаса обнажается по р. Белой ниже Гузериписьской поляны (В. Н. Робинсон, 1936). На конгломераты и песчаники нижнепермской красноцветной толщи здесь трансгрессивно налегает свита серых песчаников с прослоями кварцевого конгломерата [14]. Вышележащая свита слоев [15—16] представлена внизу пачкой, до 10—12 м мощности, темносерых слоистых известняков с брахиоподами (*Spirigera*), в верхах которой залегает прослой, в 1—2 м, плотного темно-серого известняка с аммонитами норийского яруса: *Pinacoceras postparma* Mojs., *Placites polydactylus* Mojs., *Megaphyllites* cf. *insectus* Mojs., *Arcestes* sp., *Cladiscites beyrichi* Welt.

Выше следуют песчаники, среди которых проходит еще одна пачка слоистых известняков с брахиоподами. Песчаники трансгрессивно перекрываются нижнеюрскими отложениями. Далее к юго-востоку местами сохранились вышележащие слои норийских отложений, выраженные светлыми известняками с брахиоподами [17].

Фауна аммонитов из прослоя темного известняка представлена формами, характерными для нижней и средней части норийского яруса — фации гальштатского известняка Альп и Тимора (В. Н. Робинсон, 1996).

Различие фаун и фаций норийских отложений зоны Передового хребта и Промежуточной зоны сильно затрудняет параллелизацию отдельных свит. Более сходными между собой по фациям являются нижние свиты, а именно — свита песчаников и конгломератов Промежуточной зоны [14] — и нижненорийская свита с *Palaeocardita buruca* [14]. Та и другая свиты отмечают собой трансгрессию моря в обеих зонах, которая на столь близком расстоянии должна была быть одновременной. Горизонт с аммонитами по своему положению и возрасту должен соответствовать скорее всего слоям с *Pseudomonotis caucasica* [16], а верхние светлые известняки могут быть приравнены к нижней части свиты массивных известняков [17].

В заключение надо сказать, что повсюду на различные горизонты триасовых отложений несогласно налегают нижнеюрские слои, отмечающие собой обширную трансгрессию лейасового моря.

### Палеогеографические выводы

Триасовые отложения Кавказского хребта отделены перерывами как от верхнего палеозоя, так и от юрских слоев. Они несогласно залегают на различных горизонтах дислоцированных образований палеозоя и докембрия. В пределах зоны Передового хребта к востоку от р. Малой Лябы нижний триас налегает на верхнепермские слои, но к западу от нее он последовательно перекрывает более древние образования — сперва метаморфические сланцы нижнего палеозоя, а затем докембрийские гнейсы и интродуцированные в них диориты и серпентиниты. Но в Промежуточной зоне, где нижний и средний триас отсутствует, верхний триас залегают на нижнепермской красноцветной толще, не уничтоженной здесь эрозией к началу нижнетриасовой трансгрессии. Такое разнообразие условий залегания триаса показывает, что еще до начала нижнетриасовой трансгрессии существовал достаточно длительный континентальный период, во время которого в зоне Передового хребта были уничтожены значительные толщи пермских и более древних отложений.

Эти условия залегания нижнетриасовых слоев показывают также, что тектонические движения в конце пермского периода или в начале триаса (пфальцская фаза) привели к образованию наибольших поднятий суши в северо-западной части зоны Передового хребта и в зоне Главного хребта, в то время как в промежуточной между ними полосе и далее к западу было некоторое понижение суши, и здесь в большей степени сохранились от размыва верхнепалеозойские слои. Надо думать, что эта суша слилась тогда с сушей Русской платформы и пермское море отступило к юго-западу в срединную область Тетиса, где море непрерывно существовало в течение верхней перми, нижнего и среднего триаса. На это указывает отсутствие перерыва между отложениями перми и триаса в Армении и в Гималаях.

В начале триасового периода море снова трансгредировало в область Северного Кавказа, но не покрыло на северо-востоке часть суши, которая в виде клина вдавалась между Кавказом и Мангышлаком. На существование суши между морями этих двух областей и на отсутствие прямого соединения их указывает различие в фаунах. Возрастание количества обломочного материала в составе осадков нижнего триаса в направлении

к северо-востоку (по р. Малой Лабе) может также подтверждать наличие там суши. Довольно однообразная фауна известняков нижнего триаса с аммонитами отмечает собой широкое распространение на Северном Кавказе открытого, относительно глубокого моря. Присутствие в составе его фауны таких форм, как *Pseudosagaceras multilobatum*, *Flemingites*, *Hedenstroemia*, указывает на тесную связь с Гималайской провинцией и на некоторое разобщение со Средиземноморской областью. Фауна же пелеципод (*Pseudomonotis venetiana*, *Ps. clarai*, *Ps. aurita*) является более общей для всех районов. Вероятно к западу от Кавказа во время нижнего триаса было поднятие или мелкое море, затруднявшее проникновение в Средиземноморскую область из восточной части Тетиса таких пелагических животных, как аммониты.

Состав фауны аммонитов среднего триаса указывает уже на более широкую связь области Кавказа также и с западной частью Тетиса. В силу этого такие формы, как *Gymnites incultus*, *Sturia sansovinii*, *Monophyllites wengensis*, получили распространение на большом протяжении Кавказского бассейна.

В течение среднего триаса на Северном Кавказе карбонатные фации анизийских отложений повсюду постепенно сменяются терригенными обломочными фациями ладинских осадков; происходит обмеление моря. Равномерность хода этого процесса указывает на эпейрогенический характер поднятия данной области, в результате чего береговая зона суши снова приблизилась сюда с северо-востока.

В районе Сахрая верхнеладинские слои, именно — крупные конгломераты, налегают с небольшим угловым несогласием на слои среднего и нижнего триаса, что указывает на проявление здесь в ладинское время тектонических движений со слабым складкообразованием (лабинская фаза) (309, 977, 982). Следы верхнеладинской трансгрессии моря отмечены грубообломочными фациями только в западной части данной области (конгломераты Сахрая), а на востоке (Тхач, Бугунж) они выражены фациями мелкообломочных осадков. Такое изменение фаций верхнеладинских осадков показывает, что перед трансгрессией наибольшее поднятие произошло на западе и образовавшаяся суша охватила северо-западную часть зоны Передового хребта. В виде острова она располагалась на юго-западе, в пределах Промежуточной зоны и зоны Главного хребта. Такое расположение мест поднятий обусловило более значительный смыв нижнеладинских песчано-глинистых осадков на западе, чем на востоке. Далее к востоку (Бугунж, Малая Лаба) оставалось обмелевшее ладинское море.

Последующее опускание в середине ладинского века вызвало углубление моря и трансгрессию его к западу на сушу. Там, где море достигло мест выходов анизийских и скифских известняков, в его береговой зоне стали в большом количестве накапливаться валуны и глыбы этих известняков (конгломераты Сахрая). Горизонт мелких конгломератов и песчаников в свете ладинских отложений района горы Большой Тхач также отвечает моменту начала трансгрессии верхнеладинского моря.

Время наибольшего углубления и расширения этого моря приходится уже на карнийский век, когда в центральном районе сложились тонкозернистые глинистые осадки и появилась фауна аммонитов (*Arcestes*) и тонкостворчатых пелеципод (*Halobia austriaca*, *H. superba*).

Исчезновение к юго-востоку карнийских отложений и перекрытие нижненорийскими слоями глубоких горизонтов среднего и нижнего триаса указывают на возникновение в конце карнийского века более

значительного поднятия на юго-востоке (район Малой Лабь), чем на северо-западе. Поднятие это, постепенно расширяясь к западу, вызвало регрессию карнийского моря в том же направлении. Некоторое время это море еще сохранялось в центральном районе и сообщалось на юго-западе с главной областью Тетиса через проливы между островами, но затем полностью ушло за пределы данной части Северного Кавказа.

Таким образом, к началу норийского века значительные области суши на востоке и юго-востоке, а также в виде островов на юго-западе в результате денудации были освобождены от довольно мощных толщ нижележащих триасовых пород. Последние сохранились только в центральном районе и отчасти на северо-западе. Вслед за этим последовала обширная трансгрессия норийского моря. Фациальный состав трансгрессивной и прибрежной серии ниженорийских осадков (мелкий базальный конгломерат, банки с толстостворчатыми пелециподами и кораллами, чередование их с прослоями песчаника и мелкого конгломерата) показывает, что трансгрессия происходила с некоторыми колебаниями в условиях эпейрогенического опускания обширной области. Отступившее к западу и юго-западу в конце карнийского века море с начала норийского века снова распространилось в данной области, наступая, вероятно, с этих же двух сторон. Вместе с морем, трансгрелировавшим из области Тетиса, пришла сюда типичная для восточной части его прибрежная фауна пелеципод (*Palaeocardita burusa*, *Myophoria verbeeki*, *Indopecten glabra*). Подобная фауна известна на Суматре, в восточной части Ирана и в Армении (В. Н. Робинсон, 1986), но в средиземноморской области она совершенно отсутствует. Это обстоятельство позволяет предполагать, что в начале норийского века к западу от Кавказа снова возникло какое-то препятствие для проникновения этой фауны в пределы средиземноморской области, не допускавшее миграции прибрежной фауны. Передвижение ее с юго-востока на Кавказ происходило, вероятно, вдоль континентов и через архипелаги островов.

Широкое распространение однообразных фаций норийских известняков указывает на дальнейшее расширение моря в норийское время. Прибрежные отложения сменяются коралловыми фациями шельфа. Слои с *Pseudomonotis caucasica* отмечают собой временное углубление моря в области шельфа, в котором происходит затем рифообразование и отложение массивных известняков. К концу триасового периода снова наступает небольшое обмеление моря, появление богатой фауны брахиопод и образование песчанистых известняков.

По мере углубления норийского моря фауна его становится сходной с фаунами обеих частей Тетиса. *Pseudomonotis caucasica* имеет там родственного представителя *Monotis salinaria*. Норийско-рэтская фауна брахиопод объединяет в своем составе формы кёссенских слоев рэта Альп и формы, встречаемые в Малой Азии совместно с верхенорийской фауной; но далее к востоку эта фауна брахиопод неизвестна. Таким образом, к концу триасового периода обозначается даже бо́льшая связь Северного Кавказа со средиземноморской областью, чем с индийской.

Выше уже отмечено, что в Промежуточной зоне норийские отложения представлены в иных фациях и с другой фауной, чем в зоне Передового хребта. Нижняя свита песчаников с прослоями кварцевого конгломерата имеет там довольно однообразный состав и, повидимому, отлагалась в более удаленной от берега морской зоне, чем ниженорийские слои с *Palaeocardita burusa*. В дальнейшем в этой зоне моря временами появлялась богатая фауна брахиопод (*Spirigera*) и в меньшем количестве

пелециподы. Никаких рифовых и коралловых фаций здесь не образовалось. Прослой известняка с аммонитами гальштатского типа отмечает собой временное изменение условий морского режима в этой зоне и значительное ослабление приноса сюда терригенного обломочного материала. Эти изменения могут быть объяснены или временным быстрым углублением моря и отдалением берега, или возникновением сильных течений.

Появление фации с аммонитами гальштатского типа указывает на установление широкой связи этой зоны с областью открытого глубокого моря. Так как к северо-востоку от нее расположена была зона шельфа, а еще далее — суша, то, следовательно, глубокое море простиралось к юго-западу, перекрывало зону Главного хребта и соединялось с основной областью Тетиса. Поэтому аммонитовые слои Промежуточной зоны отлагались в переходной части от области глубокого моря к зоне шельфа. Аммониты представлены формами, широко распространенными в пределах Тетиса, и наряду с типичными средиземноморскими представителями их (*Pinacoceras postparma*, *Placites polydactylus*, *Megaphyllites insectus*); здесь находятся также и тиморские виды (*Cladiscites beyrichi*).

В конце триасового периода и в начале юрского произошли крупные тектонические движения (древнекиммерийская фаза), которые вывели значительную часть Кавказа из-под уровня моря на долгое время, и только в конце нижнего лейаса наступила обширная трансгрессия юрского моря.

Рассмотренные выше палеогеографические изменения отражают собой весь ход тектонической истории этой части Кавказа в течение триасового периода. Относительно быстрое эпейрогеническое опускание в начале триаса сменилось в среднем триасе медленным поднятием также эпейрогенического характера. Наступание моря происходит сперва с юго-запада, и суша отходит к северо-востоку, но затем берег ее снова приближается. Эпейрогенические колебания обуславливают перемещение береговой линии параллельно кавказскому простиранию. Тектонические движения конца среднего триаса (лабинская фаза) и во время верхнего триаса нарушают этот порядок. Наряду с движениями согласно продольным тектоническим зонам, здесь обозначаются также и поперечные колебания, вызвавшие поднятие суши сперва в северо-западной части зоны Передового хребта, а затем на юго-востоке ее. Преднорийские тектонические движения в Промежуточной зоне и в зоне Главного хребта проявились более сильно, чем в зоне Передового хребта, и обусловили появление там участков суши в виде островов. Зона Передового хребта, как тесно связанная с Русской платформой, реагировала на тектонические движения менее активно. В норийское время обширное эпейрогеническое опускание снова вызывает удаление суши к северо-востоку. Движения конца триаса и начала юры опять приключают эту часть Кавказа к суше Русской платформы.

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

### Нижне- и среднеюрские отложения

Отложения нижней и средней юры распространены сплошной полосой по северному склону Большого Кавказа. Они развиты как в Главном хребте, так и в боковых или передовых хребтах, имеющих часто местные наименования, а также и в разделяющих их долинах. Последовательно,

с востока на запад эти отложения прослеживаются от границ Азербайджана до бассейна р. Белой в Краснодарском крае. Особенно широкое площадное распространение они имеют в восточной половине Кавказа, к востоку от Терека, в Дагестане, где они заполняют его внутреннюю горную (бласть, получившую название «сланцевого Дагестана»). Отложения средней и нижней юры вскрыты также в ряде мест и в глубоких эрозионных котловинах области «известнякового Дагестана». Крайние северные выходы их у подножья хребтов Салатау и Гимрийского отстоят от главного водораздела примерно на 100 км. Большая часть площади занята отложениями лейаса.

Нижне- и среднеюрские образования представлены преимущественно терригенными отложениями — мощными песчано-глинистыми толщами. Среди них лишь изредка встречаются прослои или линзы известняков, небольшую роль играют также вулканогенно-обломочные породы. Все это морские образования, часто мелководные, прибрежные, но достигающие, при сохранении однородного состава, значительных мощностей. Органические остатки распределены неравномерно в отдельных свитах; некоторые из них до сих пор остаются «немыми».

Существование юрских отложений в Дагестане отмечено в прошлом столетии Ф. Дюбуа-де-Монпере (1299) и на геологической карте Мурчисона. Однако конкретное знакомство с ними началось лишь с работ Г. Абиха. Сводку результатов ряда своих статей и первое описание стратиграфических отношений юры Дагестана Г. Абих дал лишь в 1862 г. (1275). Слои с растительными остатками угленосной свиты отнесены им к средней юре.

В 1889 г. Я. Шёгрэн опубликовал свои наблюдения по геологии Северо-Западного Дагестана и Черных гор. Названный ученый расходится во взглядах с Г. Абихом и сообщает новые интересные сведения по стратиграфии, тектонике и геоморфологии этой малоизученной области. Дагестанские угленосные отложения относятся им к лейасу (1349).

В конце прошлого столетия опубликована палеонтологическая работа М. Неймайра и В. Улига (1320). Стратиграфическая ее часть изложена по Г. Абиху и Я. Шёгрэну и дополнена более детальными определениями возраста на основании обработки В. Улигом коллекций, собранных Г. Абихом и Я. Шёгрэном. Средний ярус Г. Абиха («b») В. Улиг относит к батскому и байосскому ярусам, а нижележащие песчаники принимает частью за лейас, очевидно, считая еще более древними подстилающие их слои. Позже Н. Н. Барбот-де-Марни подтверждает принадлежность дагестанских углей к лейасу (72).

В начале этого столетия напечатаны работы К. И. Богдановича, К. Ренца, позже М. Дечи, со стратиграфической частью палеонтолога К. Паппа и затем работа П. А. Казанского, посвященная келловейским отложениям Дагестана (138, 143, 554, 1293, 1334).

Юрские отложения ближних и дальних окрестностей Гуниба изучались рядом исследователей, начиная с Г. Абиха. Из разных мест в районе Гуниба, сел. Чох, Казикумух и далее к востоку, в районах сел. Шира, Сумбатул, Кули, Ашты и Чирах произведены обширные палеонтологические сборы.

В конце прошлого и в начале этого столетия из разных мест области сланцевой юры Дагестана собрано и описано большое количество палеонтологических находок, но, к сожалению, эти сборы не были привязаны к подробно составленным разрезам и во многих случаях не могут быть использованы для стратиграфического подразделения развитых здесь

отложений. Состав богатой головоногими фауны и разновидности встречающихся в ней форм позволяют выделить в юре Дагестана не только отделы и ярусы, но и стратиграфические зоны западноевропейской юры. Такое подробное стратиграфическое расчленение юрских отложений Дагестана намечено, в частности, К. Ренцом. Распределение цитированных этим автором фаун по отдельным горизонтам, в связи с указанным недостатком предшествовавших сборов, может быть восстановлено лишь приблизительно.

Определения фауны позволили К. Ренцу установить в юре Дагестана наличие следующих стратиграфических зон, приводимых ниже.

Батский ярус, по К. Ренцу, представлен сланцами, иногда с песчанистыми прослойками; внизу этого яруса сланцы становятся песчанистыми и мергелистыми. Выделены 2 зоны:

зона *Oppelia aspidoides* содержит *Perisphinctes moorei* Opp.; из зоны *Parkinsonia ferruginea* приведена *Parkinsonia ferruginea* Opp.

Байосский ярус состоит из таких же, как в отложениях бата, сланцев, но уже с более частыми прослоями песчаников. Установлены 3 зоны:

зона *Parkinsonia parkinsoni* содержит *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *P. densicosta* Qu., *P. schloebnchi* Schlipf; *P. neuffensis* Schloebn.

зона *Stephanoceras humphriesianum* содержит *Stephanoceras humphriesianum* Sow., *S. braikenridgii* Sow., *S. linguiferum* d'Orb., *Belemnites giganteus* Schl.

зона *Sphaeroceras contractum* с *Sphaeroceras contractum* Sow., *S. sauzei* Sow., *S. gervillei* Sow., *Stephanoceras bayleanum* Opp.

Ааленский подъярус, представленный чередованием сланцев и песчаников, подразделен на 3 зоны:

зона *Hammatoceras sowerbyi* с *Ludwigia cornu* Buckm., *L. concava* Sow., *Sonninia helena* Renz (состоит из черных сланцев);

зона *Harpoceras murchisonae* с *Ludwigia (Harpoceras) murchisonae* Sow.;

зона *Harpoceras opalinum*, охарактеризованная фауной *Harpoceras (Lioceras) laeviusculum* Sow., *Hammatoceras subinsigne* Opp.

В более низких горизонтах верхний лейас содержит еще три зоны: *Lytoceras jurense*, *Hildoceras bifrons* и *Hildoceras serpentinum*. К. Ренц при-бодит только для нижней из них *Hildoceras serpentinum* Rein.

К этому списку могут быть добавлены (по В. Улигу) следующие формы: *Phylloceras viator* d'Orb., *Ph. abichi* Uhlig (слои с *Parkinsonia* — Гуниб, Клипичи), *Ph. ultramontanum* Zitt. (верхнеааленские слои — сел. Кумух), *Ph. cf. disputabile* Zitt. (Кумух), *Lytoceras dilucidum* Opp. (слои с *Trigonia navis* — Клипичи), *L. torulosum* Schübl., *Stephanoceras rectilobatum* Hau. (байос Гуниба), *Aucella (?) sjögreni* Uhlig (Гуниб), *Posidonomya daghestanica* Uhlig (Гуниб), *P. alpina* Grass (Клипичи). Списки К. Палпа: из доггера — *Parkinsonia uzbanyaensis* Воескh., *Perisphinctes loszyi* Parp, *P. daghestanicus* Parp, *Lytoceras linneanum* d'Orb., и из верхнего лейаса (к югу от сел. Арчи — *Harpoceras lympharum* Dum., *Avicula delia* d'Orb., *Modiola* sp. ind., *Mytilus* sp. ind.

Цитированные определения, произведенные в конце прошлого и начале этого столетия, нуждаются в пересмотре.

Следующий этап изучения юрских отложений начался с Ассинского района и распространился затем на весь Восточный Кавказ.

Литературные материалы по геологии Ассинского района немногочисленны. Геологические исследования 1890—1892 гг., при изысканиях Перевальной железной дороги, составили книгу «Через Главной Кавказский хребет», в которой А. А. Иностранцеву принадлежат заключения о тектонике хребта и о возрасте пород (547). В той же книге С. И. Стре-

шевский приводит характеристику сланцев Главного хребта. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг дает в петрографической части работы описание диабазовых жильных пород. В 1911 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. П. Герасимов и Д. С. Белянкин вновь посещают Ассинский район и составляют краткую записку о произведенных ими исследованиях в области Архотского тоннеля. В следующем году работы продолжались с участием В. П. Ренгартена и Д. С. Белянкина, давшего геологическую карту по линии Архотского тоннеля и новые материалы по петрографии этого участка. «Жилы выполнения в юрских сланцах бассейна р. Ассы» описаны А. П. Герасимовым в 1918 г. по материалам В. П. Ренгартена (299). В 1925 г. В. П. Ренгартен опубликовал свои наблюдения по геоморфологии бассейна р. Ассы (954) и в следующем году И. Г. Кузнецов напечатал «Некоторые соображения о тектоническом и стратиграфическом положении сланцев Главного хребта на Кавказе» (674). На основании литературных данных и своих собственных исследований он прочно установил юрский возраст этих отложений. Наконец, в 1931 г. напечатан многолетний капитальный труд В. П. Ренгартена «Горная Ингушетия», составляющий вторую часть его монографии по Ассинско-Камбилевскому району (952). Здесь помещены важнейшие новые данные и обширный перечень материалов по геологии Ассинского района. Тем же исследователем в нижне- и среднеюрских отложениях района Военно-Грузинской дороги, в основном по литологическим признакам, был выделен ряд свит, возраст которых намечен на основе стратиграфических соотношений и немногочисленных находок фауны.

Последующие работы Л. С. Либровича, В. П. Ренгартена, Д. В. Дробышева, В. Д. Голубятникова содержат новый фактический материал, дополняющий представления о дагестанской юре. Впервые даются многочисленные определения флоры из угленосных осадков лейаса. Д. В. Дробышевым введены подразделения чаленского и тоарского ярусов и доказано существование среднего лейаса по непрерывности разреза от более молодых осадков, охарактеризованных фауной (170, 447, 448, 716, 949, 974, 1005).

Работы последних десяти лет в высокогорной части Кавказа, производившиеся в Восточном Кавказе с целью составления геологической карты Кавказа в масштабе 1 : 200 000, дали много новых существенных данных для установления стратиграфического разреза нижней и средней юры, расчлененной до того лишь на ряд не увязанных между собою свит с узко местными географическими наименованиями. В различных районах была собрана фауна, главным образом аммонитовая, обработка которой (Г. Я. Крымгольц, 651) дала возможность впервые прочно обосновать выделение в среднем и, главным образом, в верхнем лейасе Восточного Кавказа не только ярусов, но и зон (В. Д. Голубятников, В. М. Пац, И. Д. Филимонов, Н. Н. Ростовцев, Н. К. Русанов, А. Д. Ипков, Н. И. Цибовский; 347, 348, 812, 1021, 1187).

В бассейнах рр. Уруха и Ардона изучение интересующих нас отложений осуществлялось в процессе геологических исследований Л. А. Барданянца (178), М. И. Ициксона (551) и затем С. С. Кузнецова (686, 687). Далее на запад, в пределах Кабарды, детальное расчленение нижней и средней юры явилось возможным в результате работ И. Г. Кузнецова, В. П. Ренгартена и С. П. Соловьева, результаты которых опубликованы еще далеко не полностью (1082, 1095).

В бассейне р. Малки юрские отложения выделены А. П. Герасимовым (294). Более широко они распространены на Кубани. — где нижнеюрские



отложения описаны были Г. П. Агалиным (5), а среднеюрские изучались еще ранее А. Я. Затворницким (512), — и к западу от нее, в бассейнах Зеленчука и Урупа. Здесь необходимо отметить работы Г. Е. Пилюченко (816), а в последние годы С. С. Кузнецова и В. Н. Росипсона. Последним был еще ранее изучен разрез юрских образований и далее на запад — в бассейнах Лябы и Белой, где им выделен ряд охарактеризованных фауной горизонтов от нижнего лейаса до средней юры (982). Некоторая детализация этого разреза в районе р. Пшехи была проведена впоследствии В. В. Белоусовым (80).

В последние десятилетия появился ряд специальных статей и монографий, заключающих описание фауны нижней и средней юры Кавказа. Эти палеонтологические исследования позволили уточнить возраст отдельных подразделений и сопоставить их между собой. Брахиоподы изучались А. С. Моисеевым (756), пластинчатожаберные и брюхоногие моллюски — В. Ф. Пчелинцевым (898, 906, 907, 908), белемниты — Г. Я. Крымгольцем (653), аммониты — С. С. Вяловым (263) и Г. Я. Крымгольцем (652).

Ниже приводится характеристика ниже- и среднеюрских отложений Северного Кавказа первоначально по его восточной части, к востоку от Терека и Ассы, а затем по западной части, к западу от указанных рек.

#### *Восточная часть Северного Кавказа*

В изучении лейасовых отложений северного склона восточной части Кавказа за последние годы достигнуты большие успехи. Эти отложения пользуются весьма широким развитием на обширной площади от р. Ассы на западе до Хиналугского района в Азербайджане на юго-востоке. Ширина полосы, занимаемая нижней юрой, вкрест простирается в районе бассейна р. Аргун достигает 40 км, в районе сел. Гуниб — 70 км и в районе сел. Маджалис — 85 км. Отсюда к юго-востоку, вследствие погружения всей системы складок в том же направлении, она быстро суживается и в районе Хиналуга уходит под дневную поверхность, будучи перекрыта более молодыми отложениями.

Нижней юрой сложены как Главный Кавказский хребет, так и Боковой, так называемый Абиховский хребет.

На пространстве от бассейна р. Аргун до истоков Самура породы, слагающие как Главный, так и Боковой хребты, сильно метаморфизованы, вследствие чего им привилось название аспидных сланцев Главного и Бокового хребтов. Первоначально предполагалось, что и по возрасту эти сланцы являются наиболее древними и что этот термин имеет также и стратиграфическое значение. Фаунистические находки подтвердили наиболее древний возраст аспидных сланцев лишь для района от Аргуна до верховьев р. Джурмут (приток р. Аварское Койсу). Южнее области Главного и Бокового хребтов слагаются последовательно все более молодыми породами, вплоть до келловеев против сел. Хнов. Таким образом, термин «сланцы Главного хребта» в настоящее время ни в коем случае не может иметь стратиграфического значения и является термином чисто географическим.

Отложения средней юры в Дагестане распространены узкой полосой на севере и отделяют область сланцевой юры от «известнякового Дагестана». Связанное с ними понижение местности быстро уступает место нарастающим возвышенностям, сложенным песчано-сланцевыми породами лейаса.

В юго-восточном окончании Кавказа, за р. Самуром, область распространения сланцевых и песчаниковых осадков доггера и верхнего лейаса

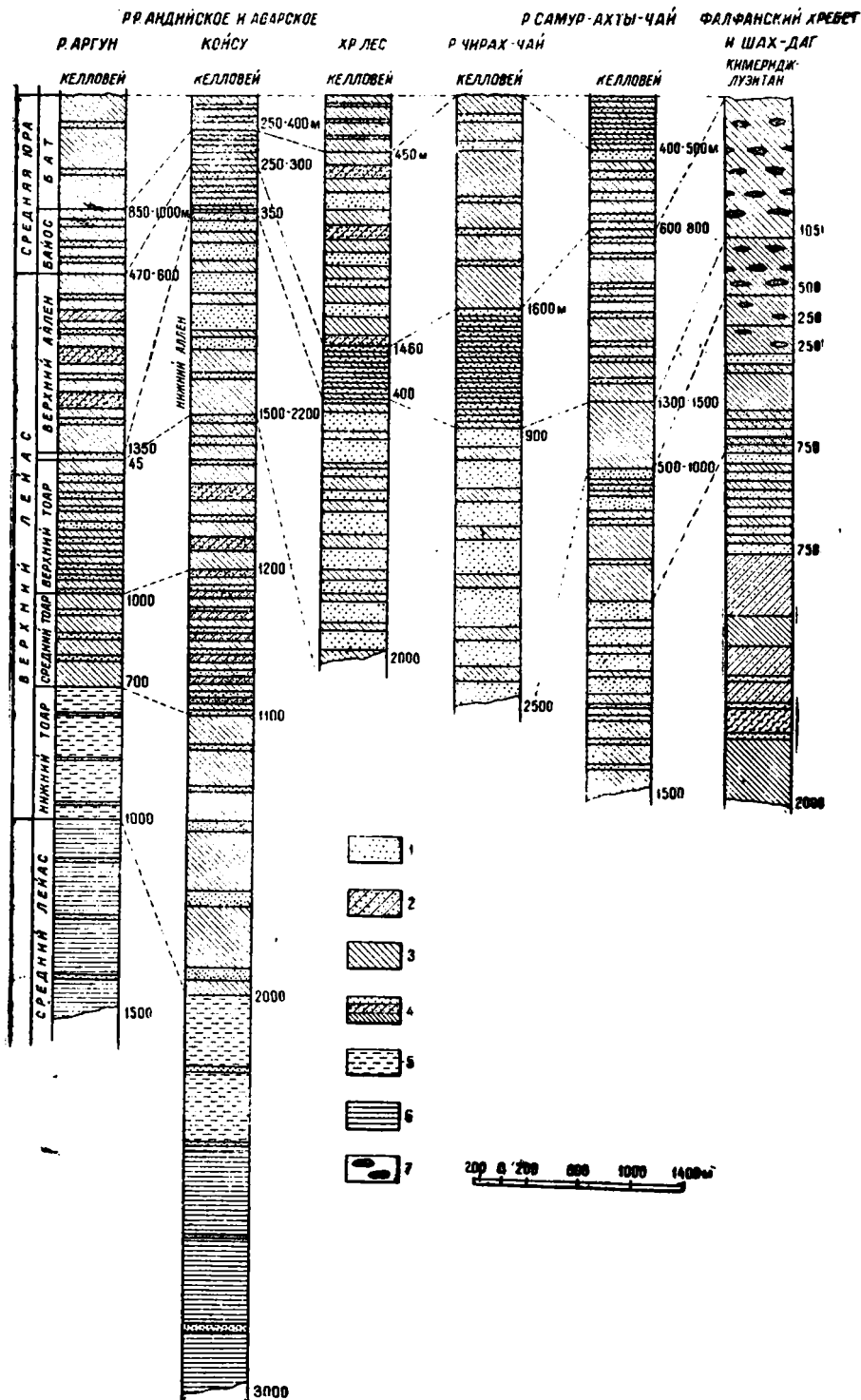


Рис. 3. Стратиграфические разрезы нижней и средней юры Дагестана (по В. Д. Голубятникову).

1 — песчаники; 2 — песчано-глинистые сланцы; 3 — глинистые сланцы; 4 — чередование песчаников, песчано-глинистых сланцев и глинистых сланцев; 5 — слабо метаморфизованные глинистые сланцы — «аспидовидные»; 6 — сильно метаморфизованные глинистые сланцы — «аспидино»; 7 — линзы сидеритов.

спровождается понижением рельефа между известняковой зоной Шахдага и Главным хребтом.

Наиболее полно в литологическом и фаунистическом отношении изучены разрезы по рр. Чанты-Аргуну, Андийскому Койсу, Аварскому Койсу, Уллу-чай и Чирах-чай. В бассейне р. Самура еще не все соотношения между отдельными свитами являются достаточно точно выясненными (рис. 3).

### Нижний (?) и средний лейас

К среднему и, возможно, нижнему лейасу относятся аспидные сланцы Главного и Бокового хребтов на пространстве между р. Чанты-Аргун и верховьями р. Самура. Они представлены плотными аспидовидными сланцами, заключающими мощные пакеты аспидных сланцев и пакеты переслаивания сланцев с песчаниками. Среди сланцев встречаются прослойки плотных, иногда сливных песчаников, мощностью до 0,5—1 м. Мощные пакеты плотных песчаников (до 30 м) встречаются в единичных случаях, и их насчитывается всего несколько на наблюдаемую общую мощность до 2900 м. Аспидные сланцы представлены очень плотными разностями, черными, иногда серо-зеленоватыми, с шелковистым блеском. Они имеют прекрасно выраженную ложную сланцеватость по плоскостям кливажа и в ряде мест пригодны для разработки как кровельные сланцы. Известно Сабуинское месторождение кровельных сланцев на южном склоне Главного хребта, описанное Н. Б. Вассоевичем (229). В черных аспидных сланцах часто включены тонкие прослойки и линзы песчано-глинистого сланца более светлой окраски, что создает полосчатость в поперечном изломе. Эти прослойки обычно настолько плотно соединены с глинисто-аспидной частью, что пластины аспидных сланцев даже у выветрелых разностей раскалываются обычно не по плоскостям наслонения, а по плоскостям кливажа.

Многочисленные трещины различных направлений выполнены кварцем, иногда карбонатами. Обычно толщина жил измеряется миллиметрами и сантиметрами, в редких случаях метрами. Редкие жилы прослеживаются на сотни метров, обычно они быстро выклиниваются. Некоторые из них слабо рудоносны. В сланцах характерно присутствие пирита, кристаллы которого иногда достигают до 2—2,4 см. Кроме кварцевых и карбонатных жил, в аспидных сланцах наблюдаются секущие дайки изверженных пород, представленных обычно диабазами, реже дериватами кислых магм. Наиболее часто они распространены в районе Главного и Бокового хребтов; в последнем по направлению к востоку они исчезают, не доходя до Аварского Койсу.

Дайки изверженных пород, так же как кварцевые и карбонатные жилы и прожилки, отнюдь не являются стратиграфическим признаком для толщи аспидных сланцев среднего лейаса: они встречаются и в более молодых свитах, вплоть до верхнего тоара и нижнего аалена. Как показали исследования последних лет, они приурочены к определенным тектоническим зонам, к областям крупных тектонических нарушений.

Отложения среднего лейаса, выраженные аспидными сланцами, слагающими Главный и Боковой хребты между р. Чанты-Аргунем и верховьями Аварского Койсу, прежними исследователями разделялись на свиты, носящие географические наименования; так, В. М. Пац по р. Чанты-Аргуну назвал их тюлойской свитой, И. Д. Филимонов по р. Андийскому Койсу — хваршинской, в области Бокового хребта —

глясудинской и кодорской свитами и аспидными сланцами — в области Главного хребта, Д. В. Дробышев по р. Джурмуть — свитой Хуналамацер в Боковом хребте и джурмутьской свитой в Главном хребте и т. д. В конце статьи на отдельной таблице приводится сопоставление и синхронизация многочисленных свит лейасовых отложений этой части Кавказа.

Возраст аспидных сланцев, слагающих Боковой хребет на пространстве от Андийского Койсу до верховьев Аварского Койсу, определяется на основании следующих данных.

И. Д. Филимоновым на северном склоне Бокового хребта в его так называемой хваршинской свите, в верхней части мощной толщи аспидовидных сланцев найдены *Harpoceras exiguum* Fucini, *H. falciplicatum* Fucini и *Fucinoceras bonarelli* Fucini (1187). Близ верхней границы этой же толщи, на водоразделе к северу от Хваршинской речки, им же найдены: *Arietoceras bertrandi* Kil., *A. cf. retrorsicostatum* Opp., *Grammoceras cf. normanianum* d'Orb., *Harpoceras cf. volubile* Fucini и *Passalotolithis apicicurvata* Bl. Н. И. Цибовским к югу от Анцухской почты, вверх по р. Хван-ор (левый приток Аварского Койсу) в аспидных сланцах южного склона Бокового хребта найдены *Arietoceras algovianum* Opp. Указанная фауна позволяет с несомненностью установить домерский ярус среднего лейаса для верхней части мощной толщи аспидных сланцев Бокового хребта (347).

Принимая во внимание громадную мощность этой толщи, которая по Аварскому Койсу составляет не менее 2900 м (Н. И. Цибовский), возможно, что ее нижние слои окажутся принадлежащими к плинсбахскому ярусу среднего лейаса и даже к нижнему лейасу.

В юго-восточной части Дагестана, в районе правых притоков Самура, по данным работ Н. Н. Ростовцева 1939—1940 гг., к среднему лейасу относятся тукиркильская и хновская свиты. Нижняя из них, тукиркильская, обнажается на северном склоне горы Тукиркиль (хребет Фалфан) и по р. Самуру в районе сел. Гельмец-Цахур. Эта свита выражена аспидовидными темносерыми глинистыми сланцами с довольно частыми прослойками тонких (1—15 см) алевроитовых, обычно железистых песчаников. А. Д. Ишков по Самуру отмечает в нижней половине разреза от 3 до 5 пачек песчаника от нескольких метров до 50—60 м мощностью. Песчаники кварцитоподобные, что, наряду с аспидовидностью сланцев и хорошо выраженным кливажом, свидетельствует о заметной метаморфизации пород. Нередко в свите встречаются диабазовые дайки. Полностью свита не вскрыта. Мощность обнаженной части ее по Самуру около 1000 м, а в районе горы Тукиркиль — около 300 м. Фауны в свите не найдено. Возраст ее устанавливается на основании параллелизации со свитой Хуналамацер Д. В. Дробышева и хваршинской свитой И. Д. Филимонова.

Хновская свита развита, главным образом, на пространстве от перевала Цейлохан по направлению на северо-запад до р. Тухи-чай (правого притока р. Самура). Она представлена чередованием песчаниковых пачек со слоями глинистых сланцев. Пачки песчаников от 5 до 50 м мощностью состоят из толстослоистых (до 3—8 м) пластов массивного серого и светлосерого слабо железистого песчаника, разделенного тонкими (до 5—10 см) пропластками песчано-глинистого сланца. Глинистые сланцы характеризуются частыми тонкими (5—20 см) прослойками алевроитовых, серых песчаников. Местами глинистые сланцы переходят в ленточное (до 2 см) чередование с алевроитовыми песчаниками.

Мощность хновской свиты и процентное содержание в ней песчаников заметно колеблется как по простиранию, так и вкрест простирания пород. Максимальная мощность ее (до 1000 м) была отмечена в районе сел. Хал, к югу от горы Тукиркиль. Здесь на долю мощных песчаных пачек приходится до 45%. Далее по направлению к северо-западу мощность ее уменьшается до 500 м в районе сел. Кина на Самуре и увеличивается до 800 м по р. Дюльты-чай (левый приток Самура). На простирании от р. Маги (правый приток Самура) на западе до р. Ахты-чай на востоке для хновской свиты, как в пижней, так и в верхней ее части, характерны перерывы в отложениях, которые выражаются присутствием конгломератов, в несколько метров мощностью. В северном направлении наблюдается переход свиты в мощные глинистые конгломераты с песчаным цементом.

В кровле хновской свиты у сел. Хал Н. Н. Ростовцевым был найден аммонит *Polyplectus cf. kurrianus* Орр., характерный для среднего лейаса, что, в связи с залеганием ее под фаунистически охарактеризованным тоаром и над тукиркильской свитой, позволяет с уверенностью отнести данную свиту к верхам среднего лейаса. По данным Н. Н. Ростовцева, из сопоставления разрезов верхнего течения Самура с разрезами верховьев рр. Аварского и Андийского Койсу, вытекает, что для последних районов существует перерыв в отложениях, вследствие чего сланцевый разрез среднего лейаса (свиты хваршинская и Хуналамацер — аналоги тукиркильской свиты бассейна Самура) сменяется сланцевым же разрезом тоара с пропуском хновской свиты.

### Верхний лейас. Тоарский ярус

В бассейне Андийского и Аварского Койсу тоарский ярус удалось и фаунистически и литологически разделить на все три отдела — нижний, средний и верхний. Восточнее в районе р. Кара-Койсу и р. Тлейсерух, вследствие отсутствия фаунистических находок и большого литологического однообразия разреза, нижний и средний тоар остались нерасчлененными в виде свиты Илиб, описанной Д. В. Дробышевым.

В бассейне р. Самура фаунистические находки дали возможность лишь в некоторых случаях выделить отделы тоара. Вследствие значительной литологической изменчивости тоарских отложений как по простиранию, так и вкрест простирания пород, сложной тектоники и наличия многочисленных разрывов, различными исследователями здесь выделяется значительное количество местных свит, сопоставление которых друг с другом и их положение в стратиграфической колонке остались до настоящего времени не всегда достаточно точно установленными.

Нижний тоар. Отложения нижнего тоара в районе Аварского Койсу представлены темносерыми плотными глинистыми сланцами. В местах напряженной тектоники приобретающими аспидовидный характер. В толще глинистых сланцев наблюдается несколько пакетов серых плотных почти сливных песчаников, мощностью до 40 м, сгруппированных в два горизонта.

Нижний горизонт находится примерно на расстоянии около 200 м, а верхний на расстоянии 1000 м от подошвы, при общей мощности 2100 м. Нижний песчаный горизонт содержит до 4—5 пластов мощных песчаников, верхний, начинаясь нераслаиванием глинистых сланцев и песчаников, переходит в чередование пакетов песчаников, мощностью до 25 м, с уплотненными глинистыми сланцами, содержащими прослои песчаников до 1 м. В верхней части нижнего тоара наблюдается пере-

слаивание глинистых сланцев и песчаников, со значительным преобладанием (до 90%) первых.

Мощные прослойки песчаников содержат линзовидные прослойки конгломератов, состоящих из окатанных галек кварца (до 1 см), черного кремня, плотных глинистых сланцев и глинистого железняка. Мощность этих прослоев достигает 0,7 м. Они наблюдаются лишь в районе р. Аварского Койсу и отсутствуют как западнее — по р. Андийскому Койсу, так и восточнее по р. Тлейсерух.

В районе р. Андийского Койсу в этой толще, описанной И. Д. Филимоновым под названием кейдынской и цумадинской свит, найдена фауна, определяющая ее нижнетоарский возраст: *Hildoceras cf. gyrale* В u c k m., *Parroceras cf. exaratum* Young and Bird. Еще западнее отложения нижнего тоара описаны В. М. Пац в бассейне р. Аргуна, как сандухосовская свита. Восточнее они соответствуют нижней половине свиты Илиб Д. В. Дробышева по р. Тлейсерух (443), где она имеет значительно меньшую мощность и выражена чередованием темных глинистых сланцев с пакетами, которые в свою очередь представляют переслаивание песчано-глинистых сланцев и песчаников. Глинистые и песчаные сланцы преобладают в значительной степени.

Средний тоар. Для отложений среднего тоара характерно тонкое переслаивание глинистых и песчано-глинистых сланцев с песчаниками. Мощность последних достигает 0,6 м, редко 1—1,5 м. Пачки глинистых сланцев, мощностью в несколько метров, в свою очередь содержат прослойки песчаников до 3 см. Вследствие этого в естественных обнажениях бросается в глаза полосчатое строение этой толщи. В верхней части выделяется несколько пластов песчаников, мощностью до 8—10 м, разделенных в свою очередь тонкими прослойками глинистых сланцев на пачки до 1,5 м. Песчаники серые и темносерые, мелкозернистые, уплотненные, иногда сливные.

Мощность среднего тоара по р. Андийскому Койсу — около 1000 м. В верхней половине И. Д. Филимоновым к западу от горы Адалапухгель найдены среднетоарские *Porroceras subarmatum* Y. and B. Западнее эти отложения описаны В. М. Пац, как нижнетумкалинская свита; восточнее, в районе рр. Кара-Койсу и Тлейсерух, они соответствуют верхней части свиты Илиб Д. В. Дробышева, который без достаточных оснований относил ее к среднему лейасу (443).

Верхний тоар. Толща черных и темносерых глинистых и песчано-глинистых сланцев с тонкими прослойками (до 3—5 см) песчаников. Для верхней половины характерно присутствие нескольких горизонтов сближенных песчаников (до 15 м). Песчаники средне- и мелкозернистые, серые и темносерые, реже серо-буроватые, с красноватым оттенком, что сближает их с песчаниками нижнего аалена так называемой угленосной серии. Песчаники массивные, реже толстослоистые, иногда известковистые. В верхней части наблюдаются небольшие линзовидные прослойки конгломерата из плоской гальки глинистых сланцев.

В верхней трети этой толщи И. Д. Филимоновым по Андийскому Койсу найдены руководящие формы верхнего тоара: *Pseudogrammoceras fallaciosum* Baule и *Grammoceras toarstense* d'Orb. Эта свита целиком соответствует свите Ирп Д. В. Дробышева, в верхней части которой В. Д. Голубятниковым по р. Рис-ор также были найдены *Pseudogrammoceras fallaciosum* Baule. В бассейне р. Аргуна В. М. Пац в этой же толще, описанной им под названием верхнетумкалинской свиты, обнаружены *Pseudogrammoceras fallaciosum* Baule, *Hildoceras ex gr. quadratum* Haug,

*Cuspit euthis oxyconus* H a h l., *Ctenostreon pectiniforme* S c h l o t h. и *Pleurotomaria grosana* d' O r b. В Южном Дагестане, между рр. Ахты-чай и Самуром, верхнетоарские отложения описаны Н. К. Русановым как борчинская и аттагайская свиты (1021).

Мощность верхнего тоара — от 1000 до 1200 м.

Верхний тоар — нижний аален зоны Главного хребта (бежитинская свита). В пределах так называемой Бежитинской депрессии, отделяющей Главный хребет от Бокового и тяготеющей к первому, развита мощная толща пород (до 1600 м), представленная ленточным чередованием тонких прослоев глинистых и глинисто-песчанистых сланцев, темносерых, с буроватым оттенком, с серыми и серо-буроватыми песчаниками. Песчаники мелко- и среднезернистые, часто косослоистые, по простиранию обычно быстро выклинивающиеся, имеют мощность от нескольких сантиметров до 0,3—0,5 м, редко больше. Довольно часты стяжения глинистых железняков скорлуповатого сложения, размером от 2—3 до 10 см. В толще бежитинской свиты включено несколько горизонтов темносерых, почти черных, плотных, аспидовидных сланцев, мощностью до 100—120 м каждый.

Обнаруженная в этой свите фауна показывает, что в состав бежитинской свиты входят отложения верхнего тоара и некоторая часть нижнего аалена. Так, по р. Хван-ор найдены В. М. Пац и В. Д. Голубятниковым *Pseudogrammoceras* cf. *fallaciosum* B a y l e, *Hildoceras* ex gr. *quadratum* H a u g, *Ctenostreon pectiniforme* S c h l o t h., *Pleurotomaria grosana* d' O r b., а в окрестностях сел. Тлярота — *Pseudogrammoceras* cf. *fallaciosum* B a y l e и *Cuspit euthis oxyconus* H a h l. Близ сел. Дербели найдена нижнеааленская *Dumortieria rhodanica* H a u g вместе с *Zeilleria* cf. *subnumismalis* D e s l., *Z. ewaldi* O r p. и *Terebratulula* cf. *punctata* S o w. (Н. И. Цибовский).

Отличаясь по своим литологическим особенностям от верхнего тоара и нижнего аалена более северных и восточных областей и залегая изолированно в пределах тектонической депрессии, ограниченной плоскостями крупных разломов, эта толща пока не укладывается в точные границы стратиграфической колонки и поэтому рассматривается отдельно.

Следует добавить, что породы бежитинской свиты пронизаны секущими дайками диабазов и порфиритов.

Эта свита прослежена и далее на запад, до района Военно-Грузинской дороги (В. Н. Крестников, 644), и соединена с казбекской свитой В. П. Ренгартена, что позволяет установить верхнетоарский возраст последней.

Для бассейна р. Самура в Юго-Восточном Дагестане за отсутствием фаунистических данных отложения тоара не могут быть расчленены на три отдела. Здесь они могут быть охарактеризованы только по отдельным фациальным зонам. На обширной площади бассейна р. Самура отчетливо намечаются три фациальные зоны: две песчаниковые — северная и южная и одна глинисто-сланцевая — центральная.

Центральная зона сланцевого тоара прослеживается по Фалфанскому хребту. Здесь весь разрез тоара представлен в основном глинистыми сланцами, изобилующими тонкими прослоями алевритовых песчаников. Лучшее всего он изучен по р. Ахты-чай, где в нем выделены три свиты (снизу вверх): миджахская (500—600 м), ахтынская (600 м) и зайнамская (от 100 до 400 м и более). В миджахской и ахтынской свитах найдены *Lytoceras* ex gr. *cornucopiae* Y o u n g a, B i r d, *Amberleya capitanea* M ü n s t. и *Pseudomelania dumortieri* P e t. В зайнамской свите найдены *Pseudo-*

*melania dumortieri* P̄cel., *Ataphrus garnieri* Dum., *Natica pelops* d'Orb., *Mytiloides gryphoides* Schloth. и некоторые другие формы верхнего лейаса.

Южная песчаниковая зона развита на северном склоне Главного Кавказского хребта и частично на южном склоне хребта Фалфан. В ней выделены (снизу вверх): дачичайская сланцеватая свита, мощностью до 700 м, и песчаниковая аттагайская или хурайская свита (их апалог борчинская свита), мощностью от 200 до 1100 м. Аттагайская свита выражена чередованием пачек толстоплитчатых (до 5 м) песчаников со слоями глинистых сланцев. Мощность песчаниковых пачек обычно 5—20 м, иногда до 80 м. Мощность пачек глинистых пакетов — от 5 до 80 м. Песчаники часто выклиниваются по простиранию и переходят в пачки глинистых сланцев с прослоями песчаников. При прослеживании на северо-запад хурайская свита была соединена с северной полосой муровдагских песчаников, описанных Д. В. Дробышевым в верховьях р. Джурмутъ. В аттагайской свите близ устья р. Дюльгы-чай найдены *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Polyplectus* cf. *discoides* Zieten, *Mesoteuthis gracilis* Hall, *M. tripartita* Schl., *M. triscissa* Jan.

Северная песчаниковая зона прослеживается в виде двух полос в долинах рр. Самура и Кара-Самура. В южной полосе выходит песчаниковая лучекская свита, в северной полосе — свиты михракская и зайнкамская. В михракской свите преобладают глинистые сланцы с тонкими прослоями алевритовых песчаников. Мощность ее 1000—1500 м. Зайнкамская свита представлена чередованием песчаниковых пачек с глинистыми сланцами. Мощность ее в Ахтынском районе — около 1000 м. Западнее в ней увеличивается содержание и мощность песчаников, а в Рутульском районе мощность уменьшается до 400 м.

В михракской свите близ сел. Зрых и Рутул найдены *Pseudolioceras beauliziense* Mon., *Pseudomelania dumortieri* P̄cel., *Ps. kouznetsovi* P̄cel.

### Ааленский ярус. Нижний аален

Отложения нижнего аалена подверглись сравнительно большому изучению, так как с ними связаны прослойки каменных углей, приобретших в некоторых районах Дагестана практическое значение для местной промышленности. Они развиты широкой полосой вдоль северного склона Бокового хребта и особенно большое распространение имеют в бассейне рр. Уллу-чай и Чирах-чай. В последних районах они выражены мощной толщей песчаников с подчиненными пакетами глинистых сланцев и с пакетами, представленными переслаиванием песчаников и сланцев. Песчаники большей частью среднезернистые, но распространены и мелко- и грубозернистые разновидности. Песчаники преимущественно кварцевые, иногда слабо карбонатные, серые, серо-буроватые и желтоватые. Некоторые разновидности как на поверхности наслоения, так и в изломе имеют розоватый и красноватый оттенок. Песчаники обычно залегают в виде пакетов от нескольких метров до 30—50 м мощности. Местами они массивные, местами толстослоистые и плитчатые, в последнем случае с ровными и гладкими поверхностями напластования. Весьма характерна косая слоистость, волноприбойные знаки и тонкие, линзовидные прослойки (до 2—5 см) конгломерата, состоящего из скопления плоских галек глинистого сланца. Часты отпечатки и обуглившиеся остатки растений. Различные разновидности песчаников быстро меняются по простиранию и переходят друг в друга, равно как быстро ме-



няется и мощность отдельных песчаников или всего песчаникового пакета. Нередко песчаники по простиранию переходят в песчано-глинистые сланцы или, выклиниваясь нацело, замещаются глинистыми пачками. Некоторые разности песчаников пригодны в качестве точильного камня.

Глинистые сланцы, обычно темносерые и темпобурые, слоистые, переслаиваются с более светлыми песчано-глинистыми сланцами. В сланцах характерно присутствие конкреций, иногда тонких прослоев темносерых глинистых сидеритов и темпобурых и бурых железистых песчаников.

В общем песчаники в этой толще являются преобладающим элементом и составляют до 80% всего разреза.

В описанной песчаниковой толще наблюдаются прослои углистых сланцев и каменного угля, вследствие чего она в районе от р. Чирах-чай до Андийского Койсу получила название «угленосной серии». Прослои каменных углей весьма непостоянны как по мощности, так и по количеству и редко превышают 15—20 см. В последние годы, однако, в районе р. Чирах-чай в Южном Дагестане и близ сел. Уличура в Центральном Дагестане выявлены пласты мощностью в 0,6—0,9 м, которые с успехом эксплуатируются местной промышленностью.

Первоначально Д. В. Дробышев (447), описавший угленосную серию под именем карахской свиты, относил ее к верхнему тоару. Последующими более детальными исследованиями установлен с несомненностью ее нижеааленский возраст (347, 348). Она подстигается фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего тоара и покрывается верхним ааленом. Кроме этого в ряде мест в неф самой обнаружена нижеааленская фауна. В Д. Голубятниковым на перевале Курап-даг (из долины р. Чирах-чай в долину Самура) в верхней части найдены формы, характерные для верхней зоны нижнего аалена: *Pseudolioceras beirichi* Schloenb., *Dumortieria cf. costula* Rein., *Leioceras cf. opalinum* Rein. У сел. Кубачи найдена *Dumortieria levesquei* d'Orb. По Андийскому Койсу, где эта свита описана И. Д. Филимоновым под названием агвалинской, в верхней части им найдены *Leioceras cf. opalinum* Rein., *Pseudolioceras beirichi* Schloenb., *Dumortieria cf. sparsicosta* Haug, *Hammatoceras cf. subinsigne* Qpp., *Phylloceras cf. taticum* Pusch, *Mesoteuthis cf. rhenanus* Opp., *Mytiloides amygdaloides* Pöel. В нижней части найдены *Grammoceras fluitans* Dum., *Gr. moorei* Lycett, *Gr. mactra* Quenst., *Mesoteuthis quenstedti* Opp. (1187).

Интересно отметить, что по Андийскому Койсу в верхах свиты, кроме упомянутой выше фауны, найдены две фаланги лапа плезиозавра из рода *Plesiosaurus*.

В сланцах, вблизи угольных прослоев, часто встречаются хорошо сохранившиеся остатки растений. Флора эта обработана В. Д. Принада и представлена на площади бассейна Сулака следующими формами: *Equisetites* sp., *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *Cladophlebis* sp. (cf. *C. denticulata* Brongn.), *Sphenopteris* sp., *Taeniopteris densinervis* Feisten, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ctenis sulcicaulis* Phill., *Anomozamites minor* Brongn., *Nilssonia daghestanica* Prunada, *Pityophyllum longifolium* Nath., *Podozamites lanceolatus* L. u. H.

Среди растительных остатков угленосной свиты из района бассейна р. Уллу-чай в Дагестане В. Д. Голубятниковым (350) собраны представители *Cladophlebis cf. denticulata* Brongn., *Sphenopteris* sp., *Taeniopteris cf. vittata* Brongn., *Anomozamites minor* Brongn., *Nilssonia shaumburgensis* Dunk., *N. polymorpha* Schenk, *Podozamites lanceolatus* L. u. H., *Pityophyllum longifolium* Nath., *Baiera* (?) sp.

Приведенные растительные остатки не определяют точного стратиграфического положения вмещающих их угленосных осадков. Здесь встречаются формы, распространенные от бата до рэта; поэтому нижнеааленский возраст угленосной серии определяется исключительно на основании перечисленной ранее фауны.

Песчаниковая угленосная серия нижнего аалена, являясь ярко выраженной прибрежно-меловой фацией осадков, сохраняя все свои типичные особенности в Центральном Дагестане, претерпевает изменения как в мощности, так и в литологическом составе отдельных частей в других районах.

Как уже упоминалось, наиболее типично она выражена в Центральном и Южном Дагестане (бассейн рр. Уллу-чай и Чирах-чай), где ее мощность достигает 2400 м. Западнее, по р. Кара-Койсу мощность нижнего аалена уменьшается до 1500 м; здесь в него включается карахская свита Д. В. Дробышева и часть его ружинской свиты. Еще западнее, по р. Аварское Койсу мощность нижнего аалена увеличивается до 2200 м, причем в нижних 400 м глинистые сланцы преобладают над песчаниками. По Андийскому Койсу мощность их уменьшается до 1500 м. По р. Чанты-Аргуну, где отложения нижнего аалена описаны В. М. Пац под названием 2-й песчанистой свиты, мощность их уменьшается до 760 м, а еще западнее — до 45 м. В бассейне р. Самура, к югу от р. Чирах-чай, отложения нижнего аалена по простиранию, по направлению к юго-востоку (хребет Сурфун-ял), сохраняя свои литологические особенности, быстро уменьшаются по мощности до нескольких сотен метров. К югу от р. Самура мощность увеличивается при значительном изменении литологического состава в сторону замещения верхней и нижней частей глинистыми толщами, с сохранением песчаниковой фации в средней части. Совершенно исчезают, в связи с более глубоководным характером осадков, признаки угленосности.

Для области Юго-Восточного Дагестана для нижнего аалена, так же как и для тоара, могут различаться отдельные зоны. Зоны южная и центральная совпадают с теми же зонами тоара. Северная зона нижнего аалена занимает значительно большую площадь, чем та же зона тоара. В южной зоне нижний аален представлен сланцевой курдульской свитой, мощностью до 1200 м, которая на северо-западе увязывается с камелюкской свитой (Д. В. Дробышев) в верховьях р. Джурмутъ и вышележащей аташкаинской свитой песчаников, мощностью до 80 м, развитых в Хиналугском районе на юго-восточном погружении Кавказского хребта. Центральная зона представлена сланцевыми свитами лалаамской (район сел. Рутул) и фалфанской (южный склон Фалфанского хребта), которые являются стратиграфическими и литологическими аналогами одна другой. Мощность этих свит достигает 1000 м. В них, в различных местах найдена следующая фауна: *Hammatoceras subinsigne* Opp., *H. cf. insigne* Schüb., *Grammoceras aff. arcuatum* Buckm., *Leioceras opalinum* Rein., *Dumortieria pseudoradiosa* Branco. В районе верховьев р. Джурмутъ аналогом лалаамской свиты является джурмутская свита (Д. В. Дробышев). Отложения нижнего аалена в северной зоне отличаются значительной фациальной изменчивостью. Характерно выклинивание и переход мощных песчаниковых пачек в слои глинистых сланцев. Направление этих изменений строго выдержано. Обычно выклинивание песчаников наблюдается с севера и северо-востока по направлению на юго-запад, т. е. вкрест простирания пород. Реже такое выклинивание наблюдается по простиранию. Одновременно с выклиниванием песчаников

наблюдается резкое сокращение общей мощности отложений. В северной зоне выделяется четыре фациальных подзоны нижнего аалена: подзона Самура (джилихурская свита) представлена темносерыми глинистыми сланцами с частыми тонкими прослоями алевритовых песчаников, которые в нижней части группируются в пачки. Мощность свиты 700—900 м. Подзона южного склона хребта Сурфун-ял представлена свитами ялахкамской и люткунской. Ялахкамская свита выражена темными глинистыми сланцами с частыми тонкими прослоями алевритовых песчаников. Местами песчаники группируются в пачки. Мощность свиты около 800 м. Люткунская свита характеризуется четырьмя пачками песчаников (от 20 до 80 м), разделенных ленточным чередованием глинистых песчаников с алевритами. Общая мощность 300—350 м.

Подзона хребта Сурфун-ял слагается двумя свитами: нижней свитой Бурши и верхней — ялахской свитой. Обе свиты представлены чередованием мощных (от 10 до 50 м) пачек серых песчаников с такими же пачками глинистых сланцев; в ялахской свите в нижней половине разреза преобладают глинистые сланцы. Мощность свиты Бурши в районе рр. Хатара и Казикумухского Койсу достигает 2000 м. Мощность ялахской свиты в разрезе горы Алахун-даг определена в 4000 м. Обе эти свиты являются аналогом «угленосной серии» более северных разрезов, расположенных в четвертой подзоне — угленосной, отложения которой уже описаны выше при общей характеристике нижнего аалена.

В районе Шах-дага и в области юго-восточного погружения Кавказского хребта отложения нижнего аалена описаны Д. В. Дробышевым (447) под названием песчано-сидеритовой свиты, соответствующей нижне-сидеритовой свите (700 м) и аташкаинскому песчанику (до 100 м) Л. А. Гречишкина в Хиналугском районе.

### Доггер. Верхний аален

Отложения верхнего аалена представлены чередованием пакетов песчаников и пакетов, являющихся в свою очередь переслаиванием глинистых, песчано-глинистых сланцев и песчаников. Песчаники серые и серо-бурые, мелкозернистые, часто плитчатые, изредка известковистые. Мощности разделяющих их пакетов и пачек глинистых и песчанистых сланцев обычно гораздо больше, вследствие чего во всей толще отмечается явное преобладание глинистых и песчано-глинистых сланцев над песчаниками. Характерны тонкие прослой (2—3 см) глинистых сидеритов, конкреции глинистых железняков и ожелезненных ржаво-бурых песчаников. В нижней части наблюдаются прослой серых мергелей (до 10—15 см) с прекрасно выраженной фунтиковой структурой. Отмечено несколько конгломератовидных прослоев, непостоянных по простиранию. Глинистых известняков и песчаников с остатками верхнеааленской фауны. В бассейне р. Уллу-чай в нижней части этой толщи найдены (*B. Д. Голубятников*) *Ludwigia* ex gr. *murchisonae* Sow., *Leioceras* cf. *substriatum* Buckm., а в верхней части *Erycites* cf. *partschii* Prinz, *Holcobelus munteri* Desl. и *Pseudomonotis elegans* Mü nst. Н. И. Цыбовским и И. Д. Филимоновым в бассейне рр. Аварское и Андийское Койсу найдены *Ludwigia concava* Sow., *L. rudis* Buckm., *L. tolutaria* Sum., *L. decipiens* Buckm., *Leioceras acutum* Quenst., *Holcobelus* ex gr. *blainvillei* Voltz., *Variatum personatum* Ziet.

В бассейне р. Аргуна верхний аален в литологическом отношении разделен В. М. Пац на три свиты: конжухоевскую — глинисто-песчани-

стую, песчаниковую и верхнюю глинистую. В нижней, конжуховской свите найдены *Ludwigia murchisonae* Sow., *L. cf. austrea* Buckm., *Leioceras acutum* Quenst., *L. cf. sinon* Bayle, *Holcobelus cf. munieri* Desl., *Mytiloides quenstedti* Pcel. В верхней, глинистой свите найдены *Holcobelus cf. blainvillei* Voltz, *H. munieri* Desl., *Cylindroteuthis deshayesi* May, *Witchelia* sp., *Mytiloides amygdaloides* Goldf., *M. quenstedti* Pcel.

На пространстве от Андийского Койсу до верховьев р. Уллу-чай отложения верхнего аалена обладают наименьшей мощностью в 250—400 м. Она увеличивается как к западу — до 1500 м по р. Чанты-Аргуну, так и к востоку и к югу — до 1500—2000 м в верховьях р. Чирах-чай и к югу от р. Самура в зоне Главного хребта. Здесь отложения верхнего аалена по своим литологическим свойствам выделяются в трех зонах — южной, центральной и северной. Южная зона прослеживается в Главном Кавказском хребте по обоим его склонам, центральная — охватывает хребты Боковой и Сурфун-ял с его северным склоном; северная зона охватывает область левобережья р. Самура и бассейн р. Чирах-чай.

В центральной зоне выделены три свиты (снизу вверх) — квардальская, гепцайская и кимихурская.

Квардальская свита представлена ленточным чередованием (1—3 см) темносерых глинистых сланцев с серыми и темносерыми глинистыми алевролитами. Породы часто известковисты. Мощность свиты от 400—500 м в районе сел. Гепца увеличивается по направлению к северо-западу до 1800 м в долине р. Кокма-чай. Гепцайская свита выражена темносерыми глинистыми сланцами, изобилующими сферосидеритами и линзами темносерого глинистого известняка с фунтиковкой структурой. Мощность свиты от 200 до 400 м. Местами гепцайская свита выклинивается, и вышележащая кимихурская свита залегает непосредственно на квардальской свите. Кимихурская свита представлена переслаиванием песчаниковых пачек со слоями ленточного чередования глинистых сланцев с алевролитами. Мощность, в районе сел. Гепца достигающая 600 м, увеличивается до 1000—1200 м по р. Курах-чай (в районе сел. Курах). Севернее мощность свиты уменьшается до 100—200 м, а местами она вовсе отсутствует.

В гепцайской свите в ряде мест найдена следующая фауна: *Ludwigia cornu* Buckm., *L. murchisonae* Sow., *L. cf. rudis* Buckm., *L. cf. tuberculata* Buckm., *L. cf. similis* Buckm., *L. cf. arcitensis* Buckm., *Leioceras uncinata* Buckm., *Homaloteuthis subbrevisformis* Liss., *Mesoteuthis rhenana* Opp., *Brasilina baylei* Buckm., и др., В кимихурской свите обнаружены *Ludwigia cornu* Buckm., *L. bradfordensis* Buckm., *L. falcata* Quenst., *Leioceras uncinata* Buckm., *L. sinon* Bayle.

В северной зоне выделены три свиты: хпекская (аналог квардальской), сидеритовая (аналог гепцайской) и рухунская (аналог кимихурской). Хпекская свита выражена однообразным переслаиванием песчаниковых пачек с пачками глинистых сланцев. Мощность ее — от 400 до 700 м. Сидеритовая свита представлена темносерыми глинистыми сланцами с довольно частыми тонкими прослоями серых алевролитов. В сланцах часты сферосидериты, местами образующие заметные скопления. Мощность свиты уменьшается по направлению с юга на север, от 450 м в районе р. Курах-чай до 100 м по р. Чирах-чай. Еще севернее, на р. Рубас-чай, мощность ее вновь возрастает до 450 м. Рухунская свита представлена переслаиванием песчаниковых пачек со слоями ленточного чередования глинистых сланцев с алевролитами. Мощность ее уменьшается по направ-

влепию к северу от 550 м по р. Самуру (где она носит название казардикамской) до 150 м на р. Рубас-чай.

В хпекской свите найдены *Ludwigia murchisonae* Sow., *L. discites* Waagen, *Leioceras* cf. *acutum* Quenst.; в сидеритовой свите найдены *Ludwigia* cf. *conca* Sow., *L. similis* Buckm., *L. bradfordensis* Buckm.; в рухунской свите найдены *Ludwigia similis* Buckm., *L. bradfordensis* Buckm., *L. cf. uncinata* Buckm., *Leioceras* cf. *acutum* Quenst., *Phylloceras* cf. *taticum* Pusch.

В южной зоне выделены две свиты — хечекская и зурунчайская. Хечекская свита представлена темносерыми глинистыми сланцами с редкими тонкими прослоями алевролитов, с довольно частыми включениями сферосидеритов и линзами глинистых известняков, с фунтиковой структурой. Эта свита развита вдоль Главного Кавказского хребта по долине р. Дали-чай, около сел. Хпов, и протягивается на юго-восток до Хиналугского района. Мощность ее — около 600 м. Зурунчайская свита (в ряде мест описана под названием музунчайской свиты) прослежена вдоль Главного Кавказского хребта на значительном расстоянии (свыше 200 км). Она оснащается на обоих склонах Главного хребта и местами слагает его приводораздельную часть. Эта свита отличается удивительным постоянством своего состава и характеризуется ленточным чередованием темносерых, иногда почти черных и темнобурых глинистых сланцев с темносерыми песчано-глинистыми сланцами и тонкими прослоями темносерых мелкозернистых, плитчатых песчаников. Толщина отдельных слоев обычно составляет 1—2—3 см. Сравнительно редки прослои более мощных серых мелкозернистых песчаников в 0,5—1—2 м. Часты тонкие прослои глинистых сидеритов и мергельные ожелезненные конкреции. Тонкие прослои песчаников при выветривании приобретают на обнаженных участках буроватый, ржавый оттенок, вследствие чего вся толща имеет очень характерный полосчатый вид. Песчаники свиты нередко известковистые, косо-слоистые, с флишевой скульптурой на плоскостях напластования. Мощность свиты — от 800 до 1000 м. На северо-западе зурунчайская свита прослежена до верховьев р. Аварского Койсу и увязана с белоканской свитой Д. В. Дробышева (449), возраст которой последним условно принимался за тоарский. По направлению на юго-восток она прослежена до Хиналугского района. Зурунчайская свита бедна фауной, в Хиналугском районе в ней найден *Colcoceras* ex gr. *longaeum* Vasek. Помимо этого, ее верхнеааленский возраст не вызывает сомнения, так как в ряде мест она залегает под фаунистически охарактеризованным байосом и над слоями, также охарактеризованными верхнеааленской фауной.

В Хиналугском районе к верхнему аалену Д. В. Дробышевым отнесены глинисто-сидеритовая свита (700 м) и песчано-сланцевая свита (до 400 м), соответствующие верхнесидеритовой, песчано-сидеритовой и части свиты хиналугских песчаников Л. А. Гречишкина.

Байосский ярус. Граница верхнего аалена с байосом устанавливается отчетливо по резкой смене окраски при одновременном изменении литологического состава, сопутствующем появлением характерных байосских форм. В то время как отложения верхнего аалена имеют в общем ясную буроватую и коричневатую окраску, глинистые сланцы байоса выделяются своим темным, почти черным цветом с синеватым оттенком. Появляющиеся выше песчаники и песчаные сланцы с нижнебайосской фауной имеют ясно выраженный зеленоватый оттенок. Отложения байоса представлены темнопетливыми песчанистыми и глинистыми сланцами, чередующимися с прослоями известковистых, обычно серо-зеленоватых



Фото 3. Долина р. Ахты-чая и с. Хнов среди глинистых сланцев верхнего лейаса.

Фото В. П. Рейгартена.

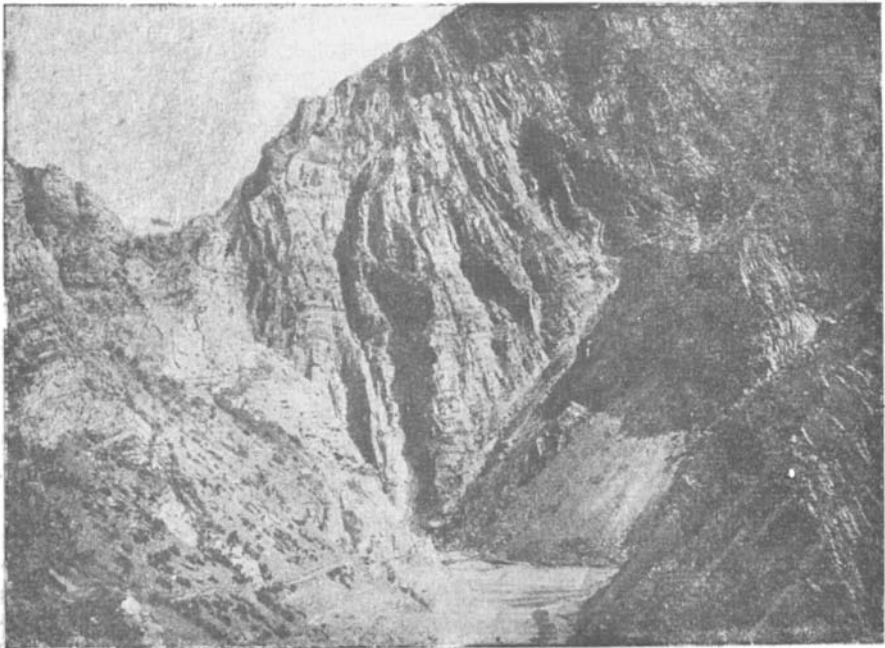


Фото 4. Ущелье Андийского Койсу среди аспидных сланцев среднего лейаса в районе с. Кварши.

Фото В. П. Рейгартена.

песчаников. В верхней части преобладают сланцы, в нижней увеличивается количество и мощность песчаников. Мощность байоса колеблется от 200 до 900 м, в районе же южного склона хребта Лес (в Дагестане) она достигает 1460 м. Фаунистически верхний байос охарактеризован более богато по сравнению с нижним: здесь встречены, согласно последним определениям Г. Я. Крымгольца, *Phylloceras abichi* Uhlig, *Lyloceras (Nannolyloceras) pygmaeum* d'Orb., *L. eudesianum* d'Orb., *Stephanoceras scalare* (Mascke) Weisert, *St. humphriesianum* Sow., *St. zietenii* Quenst., *St. septicostatum* Buckm., *Normannites caucasicus* Krimh. (in litt.), *Garrantia (Orthogarrantia) bifurcata* Zieten, *G. longoviciensis* Steinm., *Holcobelus eduardi* Hochst.

Для нижнего байоса могут быть приведены лишь *Soninia alsacica* Haug, *Toxilioceras mundum* Buckm. и *Holcobelus blainvillei* Voltz.

Из других ископаемых были найдены *Astarte pulla* Roem., *Posidonia buchi* Roem. и *Mytiloceramus laevigatus* Münst.

В Юго-Восточном Дагестане, в бассейне р. Чирах-чай, отложения байоса описаны Н. Н. Ростовцевым под названием бейбулакской свиты, а восточнее, по р. Цмур-чай, ей соответствуют свиты пачалкентская и цмурская, описанные Д. В. Дробышевым. Мощность байоса по рр. Чирах-чай и Цмур-чай достигает 1600 м.

**Батский ярус.** Отложения батского яруса представлены довольно тонким чередованием темных глинистых сланцев и песчаников, иногда мергелистых. Отложения бата имеют более ограниченное распространение и в ряде мест уничтожены размывом. Мощность бата колеблется от 200 до 450 м, но в иных случаях, как, например, в разрезе по р. Чанты-Аргуну, достигает 1380 м. Фаунистически бат охарактеризован бедно. Могут быть отмечены *Holcophylloceras kumuchensis* Krimh. (in litt.), *Perisphinctes defrancei* d'Orb. и *Belemnopsis anomala* Phill.

В восточной части Северного Кавказа с юрскими отложениями в зоне Главного и отчасти Бокового хребта связаны незначительные месторождения цветных металлов. Интрузии изверженных пород (диабазов, плагиооклазовых порфиритов и кварцевых диоритов) пересекают сланцевую толщу юры в этой зоне проявления напряженной тектоники. По трещинам тектонических нарушений выходят термальные источники, чаще гидрокарбонатно-натриевого состава, нередко сопровождающиеся азотно-углекисло-метановыми газами с примесью редких газов. В зоне Шах-дага имеются мощные естественные выходы сухих углеводородных газов с незначительной примесью других компонентов, повидимому, отличных по генезису от газов, выходящих с термальными источниками.

Отложения аалепского возраста содержат ископаемые угли и распространены в Дагестане на площади свыше 5000 км<sup>2</sup>. Эти маломощные угли, ввиду крайней бедности района топливом, заслуживают внимания и разведаны на отдельных участках. Выделены участки, пригодные для разработок. Некоторые из них уже успешно разрабатываются местной промышленностью.

В отложениях аалепского возраста накопления конкреций и прослоев глинистых силеритов местами составляют залежи с огромными запасами руды. В Присамурском районе Южного Дагестана исследован участок с большими запасами руды. Известна крупная залежь и в Присулакском районе Северного Дагестана. Остатки местного промысла по добыче железа из этих руд известны в Северном и Южном Дагестане, но проблема промышленного использования их остается еще нерешенной. Руды бедны содержанием железа.

### Центральная и западная части Северного Кавказа

Далее на запад в средней части Большого Кавказа, ниже- и среднеюрские отложения весьма бедны фауной. В бассейне р. Ассы их расчленение дается В. П. Ренгартемом (1952) в основном по литологическим признакам (рис. 4). В зоне Главного хребта здесь развиты черные и темно-серые аспидные сланцы с тонкими прослоями кварцита и блестящими поверхностями по плоскостям кливажа. Видимая мощность этой свиты — около 2500 м. Выше следует около 600 м менее метаморфизованных сланцев с довольно частыми, но тонкими прослоями песчаников. Эта свита представляет постепенный переход к нормальным, почти неизмененным породам, развитым на северном склоне, к югу от Скалистого известнякового хребта. Нижняя часть этой толщи (около 2000 м) представлена черными глинистыми, иногда песчано-глинистыми сланцами с прослоями песчаников. Последние в отдельных пачках преобладают. Находки *Harpoceras* sp., *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Baule) и *Mytiloides quenstedti* P. & E. свидетельствуют о верхнелейасовом возрасте данной толщи, которой частично, повидимому, синхроничны верхи более измененных сланцев Главного хребта.

Нижележащие отложения условно могут быть отнесены к нижнему и среднему лейасу, а вышележащая толща, также лишенная органических остатков, — к средней юре. Последняя сложена глинистыми сланцами, сходными с верхнелейасовыми и заключающими прослой песчаника и конкреции глинистого сидерита. В верхней части сланцы известковисты, и появляются прослой песчанистого мергеля. Мощность среднеюрской толщи достигает примерно 1500 м.

Еще западнее, при пересечении Главного хребта в районе Военно-Грузинской дороги (верховья рр. Терека и Белой Арагвы), произведенное В. П. Ренгартемом (1951) расчленение ниже- и среднеюрских отложений также не могло быть достаточно обосновано палеонтологическими находками.

В центральной части хребта в основании осадочного комплекса залегают кварциты с пачками плотных сланцев. Это — кистинская свита, начинающаяся конгломератом из кварцевой гальки. В нижней части свиты наблюдается пачка сланцев с линзами графитизированного каменного угля и углистого сланца. Выше (циклаурская свита) сланцы преобладают над прослоями песчаников и кварцитов. Кистинская и циклаурская свиты относятся к нижнему и среднему лейасу, достигая общей мощности в 1500 м. Они пронизываются довольно многочисленными жилами и небольшими интрузиями диабазов и порфиринов.

Вышележащая джерахская свита, также около 1500 м мощности, сложена тонкополосчатыми песчано-глинистыми и глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников. И те и другие обнаруживают усиление метаморфизации при перемещении с севера на юг, поперек полос развития джерахской свиты. В последней встречены *Harpoceras* sp., *Mytiloides quenstedti* P. & E., *M. amygdaloides* (Goldf.), *M. dubius* (Sow.), *Posidonia buchi* Roem. и *P. daghestanica* Uhl., что указывает на ее верхнелейасовый возраст.

К югу от наиболее возвышенной, осевой части хребта характер разреза верхнего лейаса несколько меняется. Наиболее древней здесь является свита полосчатых глинистых сланцев с частыми прослоями полосчатых кварцитов. выделенная под именем казбекской свиты. Мощ-





ность ее — около 1000 м; по возрасту она предположительно отвечает низам джерахской свиты<sup>1</sup>. Во всяком случае, отсутствие туфов и пластовых залежей порфиринов указывает, что она моложе циклаурской свиты (среднего лейаса). Выше следует гудошаурская свита, представленная темносерыми глинистыми сланцами с редкими тонкими прослоями слегка известковистых песчаников. Эта свита также относится к верхнему лейасу, что подтверждается находкой белемнитов, и может быть сопоставлена с большей частью джерахской свиты. Мощность ее около 1500 м. К средней юре относится флишеподобная бусарчильская свита (1000 м) черных глинистых сланцев с частыми прослоями песчаников и конкрециями глинистого сидерита.

В восточной части Северной Осетии (бассейны рр. Генал-дона, Гизель-дона и Фиаг-дона), по данным Л. А. Варданияца (178), юрские отложения начинаются горизонтом базальных конгломератов и песчаников, содержащих углистые и графитовые прослойки. Здесь встречены остатки растений рэт-лейасового типа: *Cladophlebis nebbensis* Brongn., *C. cf. haibur-nensis* (L. et H.), *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *Taeniopteris tenuinervis* Brauns, *Ctenis cf. Zeuschneri* Racib., *Pterophyllum Andrea-num* Schimp., *Podogamites lanceolatus* (L. et H.), *Ginkgo cf. sibirica* Heer, *Phoenicopsis cf. angustifolia* Heer.

Далее следует чередование вулканических и нормальных осадочных пород. Эта свита выделяется под именем кератофирового горизонта, мощность которого определяется в 150—350 м.

Выше залегает свита (1000—1500 м) песчаников и сланцев с конгломератом в основании. В нижней части этой свиты, которая может быть сопоставлена с циклаурской свитой вышеописанного разреза, преобладают песчаники, в верхней — сланцы. Здесь сосредоточено значительное количество даек и пластовых залежей диабазов.

Далее следуют песчаники и сланцы со сферосидеритовыми конкрециями (1000—1500 м). В нижних горизонтах наблюдаются угольные прослои. В песчаниках имеется туфогенный материал. По возрасту данная свита может относиться к верхнему лейасу и, быть может, частично к средней юре.

Несколько западнее, в бассейнах рр. Уруха и Ардона, юрские отложения изучались М. И. Ицкисоном (551) и С. С. Кузнецовым (686, 687). Здесь на докембрийских образованиях несогласно залегает вулканогенная толща, имеющая около 150 м мощности. Она сложена туфами, перемежающимися с покровами порфиринов и кератофиров. В основании этой свиты, относимой к нижнему, а частично, возможно, и к среднему лейасу, залегают конгломераты, в верхах появляются песчаники и сланцы с туфогенным материалом, а также небольшие прослои углисто-глинистых сланцев и угля. В этой свите были встречены *Solenopsis longecostata* Tietze, *Spiriferina ex gr. walcotti* (Sow.) и *Rhynchonella ex gr. frassi* Opp.

Выше, а чаще непосредственно на гранитах, залегают отложения тоарского яруса, имеющие, по С. С. Кузнецову, до 60 м мощности. В основании наблюдался конгломерат, затем следуют песчаники и сланцы, где встречены *Grammoceras (Pseudogrammoceras) curvicostatum* Krimh. (in litt.), *Entolium demissum* (Phill.), *E. disciformis* (Schub.), *Astarte opalina* Quenst.

<sup>1</sup> Выше (стр. 138) было указано, что при непосредственном прослеживании на восток казбекская свита отвечает бежитинской свите Дагестана с верхнетоарской аммонитовой фауной.

Далее по разрезу выделяются ааленские отложения. Они залегают трансгрессивно по мере движения с запада на восток на все более древних образованиях и начинаются карнизом песчаника около 120—150 м мощности. Также нижнему аалену принадлежат вышележащие сланцы с *Dumortieria flexicosta* E g n s t, *Leioceras opalinum* (R e i n.), *Mytiloides quenstedti* P s e l. и песчаники с прослоями глинистых сланцев. Мощность этой части нижнего аалена — около 230 м. К верхнему аалену относятся песчаники с *Leioceras acutum* (Q u e n s t.) и следующие за ними сланцы (400—450 м).

Среднеюрские отложения были встречены в бассейне р. Ардона в Са-донском районе (р. Ход), для которого, однако, мы не имеем достаточно полной характеристики соответствующего разреза.

Байосский ярус устанавливается присутствием в развитых здесь глинистых сланцах с редкими пропластками песчаников и многочисленными конкрециями сидерита таких форм, как *Phylloceras abichi* U h l i g, *Garantia schroederi* R e n z, *G. tetragona* W e t z., *G. baculata* (Q u e n s t.) и *Parkinsonia subarietis* W e t z. Из батских форм обнаружены *Phylloceras subobtusum* (K u d.), *Ph. kudernatschi* (H a u e r), *Lytoceras adeloides* (K u d.) и *Perisphinctes martinsi* (d' O r b.).

В более южной зоне отсутствуют среднеюрские и верхнелейасовые отложения. Здесь на свите вулканогенных пород (250 м), аналогичных вышеописанным, залегают кварциты с прослоями аспидных сланцев (350 м), а затем мощная толща аспидных сланцев с редкими прослоями песчаников. Значительная часть этой толщи уничтожена во многих местах трансгрессией, в силу чего мощность ее непостоянна и колеблется от 600 до 2000 м. По возрасту она относится к среднему лейасу.

Двигаясь далее на запад, мы переходим в пределы Кабарды, где юрские отложения изучались И. Г. Кузнецовым, В. П. Ренгартеном и С. П. Соловьевым. Здесь в бассейне р. Черка Безингиевского юрские отложения начинаются свитой песчаников и сланцев с дайками диабазов, относящейся к среднему лейасу. Этот возраст устанавливается находением на р. Ключме-су таких форм, как *Amaltheus margaritatus* (M o n t f.), *Oxytoma oppeli* R o l l., *Leda graphica* T a t e, *Palaeoneilo palmae* (S o w.), *Protocardia truncata* (S o w.), что позволяет говорить о присутствии домерского, а может быть, и плинсбахского ярусов. Выше несогласно лежат отложения тоарского яруса. Западнее, по р. Чегему и в бассейне Баксана, последние являются наиболее древними членами юрского разреза. Здесь тоар залегают непосредственно на древнем кристаллическом комплексе.

Для района Чегема В. П. Ренгартен дает следующий разрез верхнелейасовых и среднеюрских отложений (снизу вверх):

1. Толстослоистые или массивные, часто грубозернистые песчаники с гальками кварца в нижней части. В нижних же слоях этого горизонта встречен разрабатываемый пласт угля и углистые сланцы . . . . . от 20 до 40 м
2. Глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников и конкрециями глинистого сидерита . . . . . до 60 „
3. Пачка мелкозернистых песчаников с тонкими прослоями глинистых сланцев. . . . . около 20 „
4. Буровато-серый криноидный известняк, слегка, песчанистый местами заключающий скопления железистых оолитов, обычно переполненный остатками раковин. Среди богатой фауны приводятся *Mesoteuthis quenstedti* (O p p.), *Holcobelus tschegegensis* K r i m h., *Pseudogrammoceras fallaciosum* (B a y l e), *Dumortieria* cf. *levesquei* (d' O r b.), *Mytilicides dubins* (S o w.) и другие формы, свидетельствующие о верхнетоарском возрасте этого горизонта . . . . . до 2 „

- |                                                                                                                                                                                                        |                 |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------|
| 5. Глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников и конкрециями глинистого сидерита . . . . .                                                                                                         | от 45 до 85 м   |
| 6. Слоистые, средне- и грубозернистые песчаники с прослоями глинистых песчаников и углистых сланцев . . . . .                                                                                          | от 110 до 150 „ |
| 7. Сланцы с отдельными прослоями тонкозернистых песчаников                                                                                                                                             | 30—40 „         |
| 8. Глинистые сланцы с конкрециями сидеритов содержащие в разных горизонтах <i>Stephanoceras scalare</i> Mascke em. Weiser, <i>St. humphriesianum</i> (Sow.), <i>Witchellia romani</i> (Opp.) . . . . . | около 250 „     |
| 9. Темносерые глинистые сланцы с линзами и караваями песчанистого мергеля и конкрециями глинистого сидерита . .                                                                                        | около 220 „     |
| 10. Чередование песчаников и глинистых сланцев с преобладанием первых . . . . .                                                                                                                        | около 110 „     |

В горизонтах 2 и 3 приведенного разреза встречены белемниты, указывающие на их тоарский возраст, так же как и для горизонта 4. В свите 5 встречена нижнеааленская фауна, а в горизонтах 8—9 — фауна байоса. В остальных подразделениях определенные органические остатки не были встречены, но по своему положению горизонт 6 может быть отнесен к верхнему аалену, 7 — по большому сходству с вышележащими — к байосу, а горизонт 10, — перекрываемый келловейскими отложениями, — к бату.

В долине Баксана (1082) разрез сохраняет примерно тот же характер, однако можно отметить некоторое увеличение мощностей и более грубозернистый характер верхнелейасовых осадков. В частности, в основании юрских отложений обнаруживаются грубые конгломераты обычно до 2—3, иногда до 15 м мощностью, а в вышележащих горизонтах относительно увеличивается количество песчаников и уменьшается значение сланцев. Собранный фауна подтверждает вышеприведенные заключения о возрасте. Тоарские отложения, к низам которых приурочиваются разрабатываемые месторождения угля (Кестанты), достигают здесь 180—190 м, нижнеааленские — 115 м, верхнеааленские — 120 м, байосские — 350 м и Сатские, частично размытые верхнеюрской трансгрессией, — 70 м.

Западнее, в верховьях р. Малки и на Бичесынском плато, верхнелейасовые отложения представлены переслаиванием глинистых сланцев с песчаниками (21, 767). Фауна позволяет наметить здесь присутствие верхнего тоара, нижнего и верхнего аалена. Первый устанавливается по *Grammoceras* (*Pseudogrammoceras*) *fallaciosum* (Bailey), второй по наличию *Leioceras costosum* (Quenst.), *L. cf. goetzendorfensis* Dorn и *Mesoteuthis quenstedti* (Opp.); наконец, верхний аален — по белемнитам *Megateuthis quinquesulcatus* (Blainv.), *Hommaloteuthis breviformis* (Voltz) и *Holcobelus blainvillei* (Voltz).

На р. Малке, по данным А. П. Герасимова (294, 308) среднеюрские отложения отсутствуют, что связывается с предкелловейскими движениями. Возможно, что на Бичесынском плато к средней юре относятся глинистые образования с редкими песчаниками, достигающие 100 м мощности.

По направлению на северо-восток, ниже по течению Малки, мы встречаем грубозернистые песчаники, часто с линзами мелкого конгломерата и редкими прослоями глинистых сланцев. Эти песчаники являются, видимо, прибрежной фацией, развитой южнее песчано-глинистой толщи.

Они содержат лишь растительные остатки, в большинстве неопределимые и не позволяющие уточнить возраст слоев. Среди этих остатков присутствуют *Cladophlebis* sp., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.), *Baiera gra-*

*ciosa* В и т б., *Ixostrobus Siemiradzki* Ра с и б., что может свидетельствовать о лейасовом возрасте отложений.

Далее на запад, в бассейне Кубани, в южной части полосы развития нижней юры (бассейн р. Мары) разрез начинается базальным конгломератом, лежащим на палеозойских осадках и более древних метаморфических породах. Затем следуют песчаники и песчанистые сланцы, чередующиеся с пластовыми интрузиями сильно измененных андезитов и андезито-дацитов. В этой свите имеются прослой туфогенных пород, а также слои каменного угля. Мощность ее — не менее 700 м. Выше обычно залегает свита туфов и туфобрекчий, чередующихся с потоками андезитовых и дацитовых лав (до 400 м). Севернее (район сел. Хумары) развита угленосная свита без вулканогенного материала. Здесь имеется чередование сланцев с песчаниками, причем преобладают то те, то другие. Встречаются конкреции сидерита и слои угля.

В вулканогенной свите были найдены *Cardinia* sp. нижнелейасового типа, что так же, как и сопоставление с другими районами, говорит о ее нижне- или среднелейасовом возрасте. Развита севернее угленосная свита является, видимо, более молодой, отвечающей тоарской угленосной свите рр. Баксана и Чегема.

Трангрессивно как на той, так и на другой из двух охарактеризованных выше свит лежат железистые песчаники (20—60 м) с известковистыми прослоями, содержащие фауну нижнего аалена: *Hastites exilis* (d'Orb.) *Dactyloteuthis meta* (Blainv.), *Leioceras opalinum* (Rein.), *L. costatum* (Quenst.), *Oxyloma ferruginea* Roll., *Astarte opalina* Quenst.

За отложениями аалена кверху следуют глины и глинистые сланцы средней юры.

В бассейнах рр. Урупа и Зеленчука, по данным Г. Е. Пилоченко (816), разрез нижнеюрских отложений рисуется в следующем виде. <sup>1</sup> В основании мощной (450—500 м) толщи песчаников залегает метровый слой базального конгломерата. Песчаники плотные, толстослойные, среднезернистые с линзами мелкогалечного конгломерата внизу и прослоями песчано-глинистых сланцев, увеличивающихся кверху в числе и мощности. Отсюда были определены среднелейасовые *Beaniceras* cf. *costatum* Вuckm. и брахиоподы. Выше следуют массивные песчаники (300—350 м) с редкими остатками среднелейасовых пластинчатожаберных, а затем мощная (800—1000 м) толща слабо песчаных глинистых сланцев (сибелдинская свита). Из ее нижней части происходит *Passaloteuthis apicicurvata* (Bl.), а из верхней — *Tiltoniceras* aff. *costatum* Вuckm. (Орр.) и др., что позволяет рассматривать нижнюю часть этой свиты как отложения среднего лейаса, а верхнюю — как относящуюся к нижнему тоару. Далее по разрезу может быть выделена стометровая пачка песчано-глинистых сланцев верхнего тоара, с *Mesoteuthis conoidea* (Орр.), *M. tripartita* (Schl.), *Grammoceras toarciense* (d'Orb.), *G. seemanni* Dum., *G. (Pseudogrammoceras) fallaciosum* (Bayle), *Pleuromya unioides* Roem., *Mytiloides quenstedti* Pčel., *Variamusium personatum* (Ziet.) и др. Выше лежащий горизонт (30—40 м) имеет значительно более широкое распространение, чем предыдущий. Это — песчано-глинистые слои и известковистые песчаники с прослоем известняка, переполненного остатками игл морских ежей и членников стеблей морских лилий. Из этого горизонта происходит богатая фауна нижнего аалена: *Dumortieria levesquei*

<sup>1</sup> Новейшие данные Кавказской комплексной экспедиции АН СССР здесь еще не могли быть учтены. Ред.

*Branco, D. subundulata* Branco, *D. rhodanica* Haug, *D. munieri* Haug, *D. pseudoradiosa* Branco, *D. gundershofensis* Haug, *Hammatoceras subinsigne* (Opp.), *Leioceras opalinum* (Rein.), *L. costosum* (Quenst.), *Pleuromya goldfussi* Roll., *Oxytoma ferruginea* Roll., *Mytiloides amygdaloides* (Goldf.), *M. quenstedti* Pcel., *Variumusium personatum* (Ziet.), *Pseudomelania dumortieri* Pcel.

Верхний аален на Кубани и в области развития юрских отложений к западу от нее фаунистически не установлен. За нижним ааленом здесь следуют темные глинистые сланцы, сменяющиеся затем зеленовато-серыми глинами. Это — отложения байоса и бата, где встречаются остатки фауны, не позволяющие четко наметить границу этих ярусов (512). К байосу относится нижняя часть (400—450 м) этой толщи, откуда известны *Lytoceras polyhelictum* Воеckh., *Sphaeroceras brongniarti* (Sow.), *Parkinsonia parkinsoni* (Sow.), *Garantia baculata* (Quenst.) и *Strenoceras subfurcatum* (Ziet.). Верхняя часть (около 50 м) относится к бату и содержит *Phylloceras subobtusum* (Kud.), *Haploceras psilodiscus* (Schl.) и *Oppelia* aff. *fusca* (Quenst.).

В самой западной части области развития юрских отложений по северному склону Большого Кавказа в Краснодарском крае, в бассейнах рр. Лабы и Белой, мы имеем фаунистически охарактеризованные наиболее древние горизонты. Нижнеюрские отложения, изучавшиеся здесь В. Н. Робинсоном (982), залегают трансгрессивно и несогласно на более древних образованиях от верхнего триаса до палеозоя. Они начинаются толстослоистыми мелкозернистыми песчаниками, иногда с прослоями конгломерата или скоплениями ракушечника в основании. Отсюда происходят лотарингские *Pleurotomaria anglica* (Sow.), *Amberleya imbricata* Sow., *Cyrsostylus euomphalus* (Quenst.), *Cardinia* aff. *philea* d'Orb., *Arietites* cf. *pseudospiralis* Vad. Нигде на Северном Кавказе не было установлено присутствие более древних горизонтов нижнего лейаса с фауной.

Далее в песчаниках появляются прослой сланцеватых глин, затем несколько слоев криноидного известняка, выше которых сланцеватые глины начинают преобладать над песчаниками. Это уже отложения плинсбахского яруса, как о том свидетельствуют находки довольно богатой фауны, из которой могут быть приведены: *Macrodon aviculinum* Schafh., *Pleurotomaria anglica* Sow., *Pl. princeps* Dunk., *Pl. mopsa* d'Orb., *Discohelix orbis* Reuss, *Amberleya alpina* (Stol.), *Spiriferina walcotti* Sow., *Rhynchonella persinuata* Rau, *Rh. variabilis* Dav. var. *major* Rau, *Septaliphoria curviceps* (Quenst.), *S. kunkensis* (Moiss.), *Terebratula punctata* Sow., *Zeilleria subdigona* Opp., *Z. subnumismalis* Desl.

В более верхних горизонтах тех же песчано-глинистых сланцев встречены *Leda graphica* Tate, *L. complana* Phill., *Oxytoma oppeli* Roll., *Chlamys priscus* (Schloth.), *Modiola pelops* d'Orb., *Pleurotomaria amalthei* Quenst., *Pl. (Cryptaenia) expansa* (Sow.), *Pl. (Sissena) kunkensis* Pcel., *Trochus heliciformis* Ziet., *Tr. (Epulotrochus) epulus* d'Orb. и др., указывающие на принадлежность этих слоев к домерскому ярусу.

Мощность описанных отложений достигает порядка 600—700 м.

Свита тоара залегает трансгрессивно и начинается мощными массивными, грубыми песчаниками (20—40 м). Выше следуют глинистые сланцы с прослоями песчаников (160 м). Здесь были встречены (779) тоарские *Harpoceras quadratum* Haug, *Grammoceras (Pseudogrammoceras) fallactosum* Bayle, *Posidonia bronni* Voltz. и *Mytiloides dubius* (Sow.).

В вышележащих сланцах количество песчаников увеличивается, встречаются банки криноидных известняков, в которых были найдены

Таблица параллелизации свит лейсовых отложений Восточного Кавказа

Ологический возраст	В. М. Пац р. Аргун, 1936—1938 гг.	И. Д. Филимонов р. Андийское Койсу, 1932—1936 гг.	В. М. Пац Аварское Койсу, 1935 г.	Д. В. Дробышев Кара-Койсу 1933 г.	Д. В. Дробышев р. Тлейсерух 1936 г.	Д. В. Дробышев Цмур-Хлек- ский район, 1931 г.	Д. В. Дробышев Сводный разрез Присамурского района, 1933 г.	Н. К. Русанов р. Самур -- р. Ахты-чай 1936—1938 гг.	Н. Н. Ростовцев Сводный разрез Присамурского района, 1939—1940 гг.				Л. А. Гречишкин Хиналугский район, 1933 г.						
									Центральная зона (Фалфанский хребет)	Южная зона (Сев. склон Главн. хр. и южн. склон Фалфан. хр.)	Северная зона (рр. Самур и Кара-Самур)	Хребет Сурфун-ял							
Верхний аален	Верхняя глинистая	Игатлинская	Датунская	Ругжин- ская	Белоканская	Рухунская	Песчано- сланцевая	Музунчайская	Камихурская,	Зурунчайская или музунчайская	Рухунская = = казарди- камская	Хиналугские песчаники (нижняя часть)							
	I песча- никовая												Сидеритовая	Гепцайская,	Сидеритовая	Песчано- сидеритовая	Хечекская	Хлекская	Верхне- сидеритовая
	Кожухоев- ская																		
Нижний аален	II песча- никовая	Агвалинская	Песчаниково- угленосная		Джурмуть- ская	Угленосная	Ленточно- песчаниковая Известняково- песчаниковая	Лалаамская или фалфанская	Лалаамская или фалфанская	Курульская	Джимихурская	Люткунская = = Ялах-кая, Ялахкамская = = Бурши	Атажканская  Нижне- сидеритовая						
			Исахлин- ская	Вежитин- ская										Хебдин- динская	Песча- никово- сланцевая	Вежитин- ская	Карахская	Карахская	Ири
Средний тоар	Нижняя итумкалинская	Цумадинская			Гидратлинская	Илиб	Илиб	Сланцевая	Ахтынская	Михрекская									
Нижний тоар	Сачдрухоев- ская		Кейдынская	Ратлубская							Илиб	Илиб	Сланцево- песчаниковая	Даличайская	Миджакская	Даличайская			
Средний — нижний лейас	Тюлойская	Хваршин- ская и Тягсудин- ская			Кодорская	Кособская	Аспидные сланцы Главного хребта	Ритлябская	Хуваламацер	Цейлаханская							Хновская, тукиркильская		

нижнеааленские *Leioceras opalinum* (Rein), *L. costatum* (Quenst.), *Hastites* cf. *exilis* (d'Orb.). Общая мощность верхнего лейаса составляет 700—800 м.

Вышележащая свита представлена глинами, включающими конкреции сферосидерита, и относится к средней юре. Здесь были обнаружены (№14) байосские окаменелости *Parkinsonia parkinsoni* (Sow.), *Poccytomorphus* aff. *macer* Buckm. и *Megateuthis gigantea* (Schloth.). Мощность среднеюрских отложений по р. Малой Лябе достигает 600 м.

Выше трансгрессивно залегают отложения келловея.

Западнее р. Белой в бассейне р. Пшехи (89) юрские отложения начнутся чередованием сланцев и песчаников (свита Хахонсе В. В. Белосова), достигающим 1000 м мощности. Здесь встречены еще неизученные аммониты тоара или нижнего аалена.

Выше следуют грубые, толстослоистые песчаники (бодецкая свита 60 м), сменяющиеся к северо-востоку покровом кварцевых порфиров. На этих песчаниках или на порфиритах лежит свита (тубинская) глинистых сланцев с сидеритами, почти лишенная прослоев песчаников. Мощность этой свиты достигает 1500 м. Далее залегают песчано-глинистая толща (зейтунская) около 400 м мощности. Две последние свиты относятся, видимо, уже к средней юре. Фауна была найдена лишь в нижней из них, причем, помимо неопределимых аммонитов ааленского облика, она содержит лишь *Mytiloides amygdaloides* (Goldf.), *M. quenstedti* Psel. и *Posidonia buchi* Roem.

В пределах рассмотренной западной части Северного Кавказа с нижне- и среднеюрскими отложениями, как вмещающими интрузии изверженных пород, связаны отдельные месторождения цветных металлов. В западной части района приобретает существенную роль угленосность нижнеюрских отложений, к которым, в частности, приурочены месторождения каменного угля на р. Кубани.

Прилагаемая к настоящей статье табл. 5 параллелизации свит лейасовых отложений восточной части Северного Кавказа составлена В. Д. Голубятниковым на основании последних сводных работ по составлению геологической карты Кавказа в масштабе 1:200 000, выполнявшихся В. Д. Голубятниковым, В. М. Папом и Н. И. Цибовским для Северного и Центрального Дагестана и Н. Н. Ростовцевым для Юго-Восточного Дагестана. Многочисленные находки фауны, а также прослеживание по стратиграфии свит уже установленного возраста, позволили в целом ряде случаев точно установить возраст тех многочисленных свит, которым ранее разными исследователями были даны различные местные наименования. Установленный для них возраст не всегда совпадает с тем, который им предположительно присваивался первоначально; поэтому и положение этих свит в стратиграфической колонке прилагаемой таблицы не всегда совпадает с первоначальным положением этих свит в стратиграфической колонке, даваемой тем или другим автором.

### Верхнеюрские отложения

В пределах Северного Кавказа выходы верхнеюрских отложений образуют почти непрерывную ленту обычно повышенных скалистых гребней. В Дагестане, где известняковые отложения верхней юры имеют небольшую мощность, они образуют лишь очень узкую извилистую полосу. Благодаря развитию ряда складок к югу от этой основной полосы, верхняя юра венчает отдельные синклиналильные возвышенности (Шалбуз-даг,



Гетин-киль, Шуну-даг, Гуниб), а к северу выступает в ядрах антиклиналей, вскрытых эрозией (Кызыл-яр, Кодутль, Кхнут и др.). От границ Дагестана и далее к западу мощность верхней юры увеличивается, и вместе с тем значительно расширяется полоса ее выходов. Здесь верхнеюрская известковая толща слагает грандиозный Передовой или Скалистый хребет с высотами до 3500 м. В бассейне Кубани и ее притоков этот гребень снова понижается. К западу от долины р. Белой широкая полоса верхней юры слагает уже Главный хребет (массив Фишта) и, все более и более понижаясь, доходит до меридиана Геленджика. От Фишта вдоль Черноморского побережья протягивается полоса верхнеюрских флишевых отложений, уходящая в Грузию.

Изучение верхнеюрских отложений Северного Кавказа началось с Г. Аби́ха (1272, 1275, 1279, 1280). Собранные им коллекции были обработаны Л. Спендиаровым (1352), М. Неймайром и В. Улигом (1320). Сводки прежних данных по стратиграфии верхней юры, кроме последней работы (1320), были еще сделаны Д. Анту́ла (1287) и А. Шталем (1353). Далее новый период изучения начинается с работ К. Ренца (1334, 1335) и П. А. Казанского (554). Однако более систематично верхнеюрские фауны из разных мест Кавказа были обработаны лишь в последние годы: труды В. Ф. Пчелинцева (903, 904, 905, 908, 909), А. С. Моисеева (756), П. К. Чихачева (1226), И. Е. Худяева (1199), С. И. Ильина (543). Материалы для всех этих палеонтологических работ были собраны при детальном изучении разрезов верхней юры В. П. Ренгартеном (948, 949, 951, 952, 966, 967, 974), И. Г. Кузнецовым (673, 678), А. П. Герасимовым (303, 310, 311, 312, 313, 314), И. И. Никшичем (779). Позже стратиграфия верхней юры нашла свое отражение в работах В. В. Белоусова и Б. М. Трошихина (87, 88, 89), О. К. Григорьевой (393), А. В. Ульянова (1146, 1147, 1149), Н. П. Луппова, М. В. Муратова и многих других исследователей.

Расчленение верхнеюрских отложений на ярусы выполнено только в последние годы. Затруднения заключаются в большой мощности однообразных карбонатных осадков и в редкости нахождения фауны. И все-таки в некоторых разрезах фауна настолько обильна и разнообразна, что в настоящей статье мы принуждены давать списки ее в сильно сокращенном виде. Общий характер фауны — средневропейский. Головоногие встречаются редко, поэтому границы ярусов в большинстве случаев являются условными. Наибольшее богатство форм дали отложения келловей, где элементы среднерусской провинции выражены достаточно определенно. Почти всюду этот ярус представлен железистыми, известковистыми песчаниками и оолитовыми известняками. Во многих местах констатировано трансгрессивное залегание келловей. В Дагестане келловей переходит в более однообразную фаццию мощных песчанистых мергелей. Оксфорд обычно выражен известняками с очень скудной фауной. Верхняя граница его условна, поэтому указываемая мощность оксфорда в различных разрезах подвержена очень сильным колебаниям. Другая фацция оксфорда — песчаномергельная с аммонитами — указана К. Ренцем (1336) только в Центральном Дагестане. Интересно отметить, что подобные же мягкие мергели с оксфордскими аммонитами были найдены Н. Б. Вассоевичем в Кахетии.

Сравнительно хорошо на Северном Кавказе охарактеризованы отложения лузитана, особенно верхней его части (оеквана). Многочисленные гастроподы и пелециподы позволяют сопоставлять эти отложения с Сернской юрой. Именно на этом основании В. Ф. Пчелинцев (903) и предложил выделять на Кавказе лузитанский ярус. Развитие зернистых долами-

тизированных известняков в этом ярусе связано в значительной степени с явлениями вторичными (диагенетическими). Поэтому переходы от ясно-слоистых плотных и оолитовых известняков к доломитам являются в высшей степени прихотливыми как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. В силу этого многие авторы готовы были видеть признаки несогласия и размывания на границе лузитана и кимериджа. Возможно, что некоторой пестроте состава единой морской известняковой толщи верхней юры местами также способствует развитие коралловых рифов.

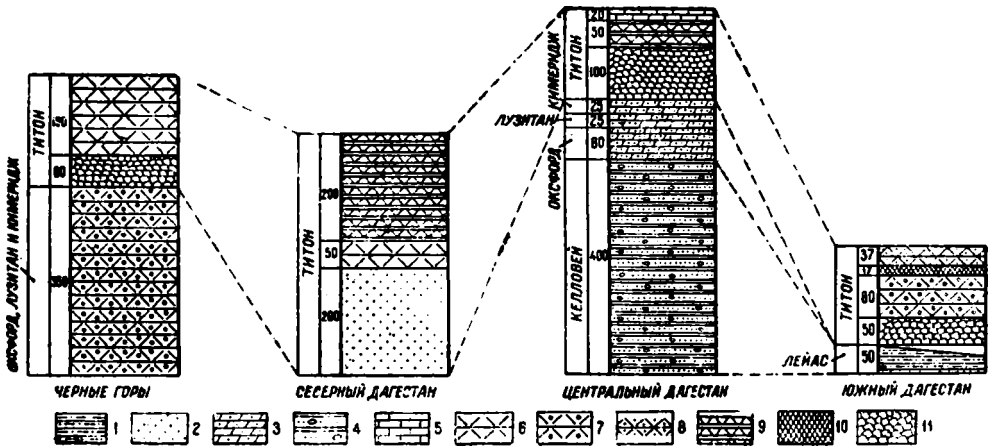


Рис. 5. Стратиграфические разрезы верхней юры Дагестана и Черных гор.

1 — глины и песчаники; 2 — песчаники; 3 — песчаные мергели; 4 — песчаные мергели с конкрециями доломита; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — доломитизированные и оолитовые известняки; 8 — доломитизированные песчаные известняки; 9 — чередование доломитов и гипсов; 10 — гипсы с прослоями глин; 11 — известняковые брекчии.

К кимериджу отнесена более однообразная свита слоистых известняков, иногда получающая характер литографских (воганиты). Но и здесь встречаются другие типы известняков: оолитовые, доломитизированные, битуминозные, мергелистые. Остатки фауны мало характерны, но говорят все же о присутствии только нижнего кимериджа. В конце этого века происходит повсеместно обмеление моря с развитием слоистых брекчий, являющихся результатом дробления свежих осадков на дне моря под действием волн и подводных оползней. Только в Центральном Дагестане, по К. Ренцу, сохранилась и другая фация кимериджа в виде песчаных мергелей с аммонитами средиземноморского типа (*Nebrodités*, *Idoceras* и т. п.).

К титону, несколько условно, относятся весьма разнообразные отложения, характеризующие фации лагунные (гипсы, доломиты, красные глины), прибрежные (грубые песчаники, массивные известняковые брекчии, конгломераты) и в верхней части — фации мшанковых, оолитовых и других известняков с морской фауной. Отложению этого комплекса в Дагестане и в бассейне Кубани предшествовало более или менее значительное размывание более древних отложений. В средней части Кавказа размывание было небольшим или даже отсутствовало.

Наконец, следует указать, что в западной части Главного хребта и вдоль Черноморского побережья наблюдается переход верхнеюрских от-

ложений в фацию флиша и что эта фация была установлена и далее к востоку вдоль всего южного склона Кавказа.

Обзор верхнеюрских отложений проводится с юго-востока на северо-запад (рис. 5).

### Южный Дагестан

Сведения о составе верхнеюрских отложений Южного Дагестана крайне скудны. Фаунистическая характеристика почти полностью отсутствует. Краткие данные об этих отложениях можно почерпнуть в работах К. И. Богдановича (138, 143), В. П. Ренгартена (973, 974), В. Д. Голубятникова (350) и Д. В. Дробышева (452, 455). Фауна, описанная К. И. Богдановичем (143) из сланцев окрестностей сел. Гепце как келловейская, в действительности оказывается принадлежащей к верхнему лейфасу.

Выходы верхнеюрских отложений протягиваются узкой полосой от Касумкенса до Малжалиса. По В. П. Ренгартену и Д. В. Дробышеву, левый склон Чирах-чая дает такой восходящий разрез:

#### Титон (?)

- |                                                                       |         |
|-----------------------------------------------------------------------|---------|
| 1. Непостоянный горизонт известняковых брекчий . . . . .              | до 50 м |
| 2. Доломитизированные, оолитовые и органиогенные известняки . . . . . | 80 "    |
| 3. Залежь алабастра с прослойками глины . . . . .                     | 17 "    |
| 4. Красные доломитизированные и песчаные известняки . . . . .         | 87 "    |

#### Нижний мел

- |                                                                             |      |
|-----------------------------------------------------------------------------|------|
| 5. Чередувание оолитовых, органиогенных и мергелистых известняков . . . . . | 65 " |
|-----------------------------------------------------------------------------|------|

Здесь верхнеюрские отложения имеют мощность в 184 м. Есть основание полагать, что они представлены одним только титоном, залегающим трапессивно то на лейфасе, то на доггере в глинисто-песчаной фации<sup>1</sup>. В других разрезах мощность и состав известняковой толщи верхней юры изменяется. У сел. Гепце (гора Гетин-киль) мощность известняков составляет 45 м, из коих нижние 20 м содержат прослойки гипса: брекчий нет. На Шалбуз-лаге (138, 973), при мощности известняковой свиты до 600 м, она в значительной части состоит из известняковой брекчий. Фауна, собранная К. И. Богдановичем из кусков известняков, дает формы дуэитана и кимериджа во вторичном залегании, но по возрасту как брекчий, так и выпеложавшие известняки, доломиты и гипсы должны относиться к титону (138, 973, 974).

### Центральный Дагестан

Очень ценный материал по верхней юре Центрального Дагестана заключается в работах К. Ренца (1334, 1335) и П. А. Казанского (554), которые дают и палеонтологическое описание некоторых форм. Данные по стратиграфии этих отложений имеются также в работах Г. Асиха (1272, 1275, 1279, 1280), Я. Шюгрена (1349), В. П. Ренгартена (949) и Д. В. Дробышева (451, 452, 455), а за последнее время были значительно уточнены в результате геолого-съемочных работ В. Д. Голубятникова, В. М. Папа и Н. И. Цибовского.

Хотя многие стратиграфические вопросы остаются здесь еще недостаточно разъясненными, все же выясняется, что в верхнеюрское время.

<sup>1</sup> Местами под титоном обнаружены также известняки с келловейской фауной (наблюдения И. Ф. Пустовалова 1946 г.).

кроме флишевой зоны южного склона, на Северном Кавказе обособляется еще одна область мощного накопления осадков и что она вытягивается на юго-восток значительно больше, чем это показано на карточке 20-й в работе В. В. Белоусова (80). При этом карбонатные осадки приобретает более терригенный характер не только в келловее, но и в оксфорде, лузитане и кимеридже (Гуниб, Шуну-даг, хребет Лес). Мощность одного только келловоя достигает здесь 450 м. К северу и к западу мощность осадков быстро уменьшается. Кроме того, сильно сказываются несогласные залегания внутри верхнеюрской серии. Так, средний келловей срезывает нижний. Верхний келловей также залегает местами трансгрессивно с размывом нижележащих свит. В районе Ботлиха (на Андийском Койсу) мощность всего келловоя уменьшается до 20—30 м. Титон перекрывает трансгрессивно разные горизонты. Для выделения оксфорда, лузитана и кимериджа не хватает палеонтологических данных. Даже обильные сборы К. Ренца большей частью происходят из осыпей и не приурочены строго к определенным горизонтам.

Приведем сводный восходящий разрез верхней юры Центрального Дагестана, главным образом для районов Гуниба, Кули и Шуну-дага.

- Келловей. Свита светлосерых, с пепельно-голубоватым оттенком мергелей с прослоями мергелистых песчаников и доломитов. По фауне можно отличить нижний, средний и верхний келловей, но мощности их точно не выяснены. На нижний отдел, повидимому, приходится большая часть свиты. Здесь отмечаются *Macrocephalites macrocephalus* Schl., *Cosmoeras macrocephalum* Kas., *Hinnites objectus* Phill., *Ctenostreon pectiniforme* Schl., *Rhynchonella concinna* Sow., *Serpula gordialis* Schl. В среднем отделе указываются *Hecticoceras lunula* Ziet., *H. lunulae* Kil., *H. pseudopunctatum* Lah., *Stephenceras coronatum* Brug., *Aspidoceras diversiforme* Waag., *Peltoceras charmanum* d'Orb., *Kepplerites nichalski* Boriss., *Cosmoceras pollux* Rein., *C. aculeatum* Eichw., *C. zudacharicum* Kas., *C. daghestanum* Kas., *Perisphinctes calvus* Sow., *P. scopinensis* Neum., *Ataxioceras abichi* Neum., *Procerites aberrans* Waag., *Grossouvreia comptoni* Pratt., *Hibolites calloviensis* Orr., большое изобилие разнообразных пелелипод, описанных в работе П. А. Казанского (554) а также брахиоподы и морские ежи — *Collyrites elliptica* Lam., *C. waruarae* Spind. Наконец, верхний келловей заключает *Hecticoceras pseudopunctatum* Lah., *Peltoceras athleta* Phill., *P. annulosum* Qu., *Cosmoceras gulielmi* Nik. (non Sow.), *C. subornatum* Kas. Суммарная мощность всех трех отделов келловоя доходит . . . до 450 "
- Оксфордский ярус. Песчанистые мергели с *Hecticoceras schumacheri* Noetl., *H. socini* Noetl., *Perisphinctes navillei* Favre, *P. consociatus* Bukow., *P. promiscuus* Bukow., *Apiculoperna caucasica* Pchel. *Ctenostreon* cf. *proboscideum* Phill. . . . . до 60 "
- Лузитанский ярус. В свите песчанистых мергелей выделяется условно и заключает *Perisphinctes plicatilis* Sow. . . .
- Кимеридж. Сохранился только на юге, близ сел. Кули, где выражен в фауне темных песчанистых мергелей с *Phylloceras* cf. *ben-cense* Cat., *Rhacophylites loryi* Mun.-Ch., *Nebroditites peltoideus* Gemm., *N. agrigentinus* Gemm., *N. doublieri* d'Orb., *N. randensis* Moesch, *N. cafissi* Gemm., *N. sartoriusi* Gemm., *Idoceras malleti* Font., *I. neogaetum* Burckh., *I. laevolutum* Font., *Torquatisphinctes torquatus* Sow. var. *infundibula* Uhl.
- Размыв
- Титон. Известняковые брекчи, непостоянный горизонт. На севере брекчи переслаиваются с гипсами и доломитами . . . до 100 "

Доломитизированные известняки с гнездами и прослоями гипсов, с *Terebratula bissufarcinata* Schl., *Rhynchonella moravica* Uhl. . . . . до 50 „  
 Серые и желтоватые известняки с *Holcostephanus lomonosovi* V ischn., *Terebratula subsella* Leym., *Orbitolina* sp. . . . . от 1 до 20 „

### Северный Дагестан и Черные горы

По работам Л. С. Либровича (716), Д. В. Дробышева (446, 450, 451) и В. П. Ренгартена верхнеюрские отложения по р. Сулаку представлены одной только гипсово-доломитовой свитой титона, мощностью до 450 м. На протяжении 45 км от Гуниба до Кхиута песчано-мергельная фация оксфорда-кимериджа сменяется известняковой, но эти отложения быстро срезаются дотитонским размывом и все это перекрывается относительно мощной лагуновой свитой титона. Западнее ущелья Сулака, в Черных горах, по данным А. Н. Рябина (1023), Л. А. Гречишкина (375) и отчетов Г. И. Попова, Г. И. Кириченко и В. В. Седельщикова, из-под гипсов, доломитов и известняковых брекчий титона выступает толща массивных известняков и вторичных доломитов, мощностью до 350 м. Как увидим далее, это аналоги оксфорда, лузитана и кимериджа.

### Бассейн р. Ассы и Северная Осетия

Работы В. П. Ренгартена по долине Ассы, по Тереку (Военно-Грузинская дорога) и в Тагаурской Осетии дают детальные разрезы верхнеюрских отложений (948, 951, 952). В опубликованных Л. А. Вардамянцем материалах (181, 194, 224) можно почерпнуть краткие сведения о характере этих отложений в долинах Ардона и Гизель-дона. О фауне верхней юры, кроме устаревшей работы М. Неймайра и В. Улига (1320), можно составить себе представление по более новым работам В. Ф. Пчелинцева (903, 905). Петрографическое описание пород верхней юры заключается в работах В. А. Сермягина (1049) и Л. Н. Пламеневского (821). Вот в кратком изложении восходящий разрез верхней юры в районе Военно-Грузинской дороги (рис. 6):

- |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |                |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------|
| Келловей (?) 1. Песчаные сланцы с конкрециями сидерита и прослоями песчанистого известняка . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 60 м           |
| Оксфорд. 2. Доломиты, песчаные и мергельные органические известняки с <i>Sowerbyceras</i> cf. <i>tortuosum</i> Orb., <i>Aspidoceras perarmatum</i> Sow., <i>Choffatia</i> cf. <i>albinea</i> Opp., <i>Rhynchonella</i> cf. <i>orbigny</i> Opp . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 50 „           |
| 3. Толща слонстых коричнево-серых, плотных битуминозных известняков. Вверху включения кремня . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 530 „          |
| Лузитанский ярус. 4. Слонстые коричневые мелкозернистые известняки с <i>Terebratula</i> cf. <i>andeloensis</i> Naas и <i>Glossothyris</i> sp. ex gr. <i>nucleata</i> Schl. (порацкий подъярус?) . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 30—40 „        |
| 5. Доломиты с прослоями оолитовых и псевдооолитовых известняков. Фауна секванского подъяруса: <i>Trigmatia crassa</i> Ft., <i>Pt. pseudobrunt-utana</i> Gemm. var. <i>vulfinensis</i> Pčel., <i>Phaneropyxis subproboscidea</i> Pčel., <i>Ph. sulcata</i> Pčel., <i>Ph. chaperi</i> Cossm., <i>Cryptoplocus depressus</i> Voltz., <i>Eustoma binodosum</i> Pčel., <i>Mactromma terekensis</i> Pčel., <i>Cyprina</i> (?) <i>problematica</i> Pčel., <i>Avicula gessneri</i> Thurm., <i>Lima cypris</i> Log., <i>L. cubanensis</i> Pčel., <i>L. argonensis</i> Ruv., <i>L. larviuscula</i> Sow., <i>L. burensis</i> Log., <i>Chlamys viminea</i> Sow., <i>Spondylpecten moreanus</i> Ruv., <i>Ostrea cotyledon</i> Contej., <i>Cheilothyris</i> cf. <i>aculea</i> Ziet. . . . . | до 500 „       |
| Кимеридж. 6. Чередование оолитовых, псевдооолитовых и доломитизированных известняков. Местами известняки содержат битумы. Банки ракушника с <i>Actaeonina actatina</i> Ruv., <i>Chlamys quenstedti</i> Blake, <i>Camptonectes virdunensis</i> Ruv., <i>Rhynchonella corallina</i> Leym . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | от 70 до 120 „ |

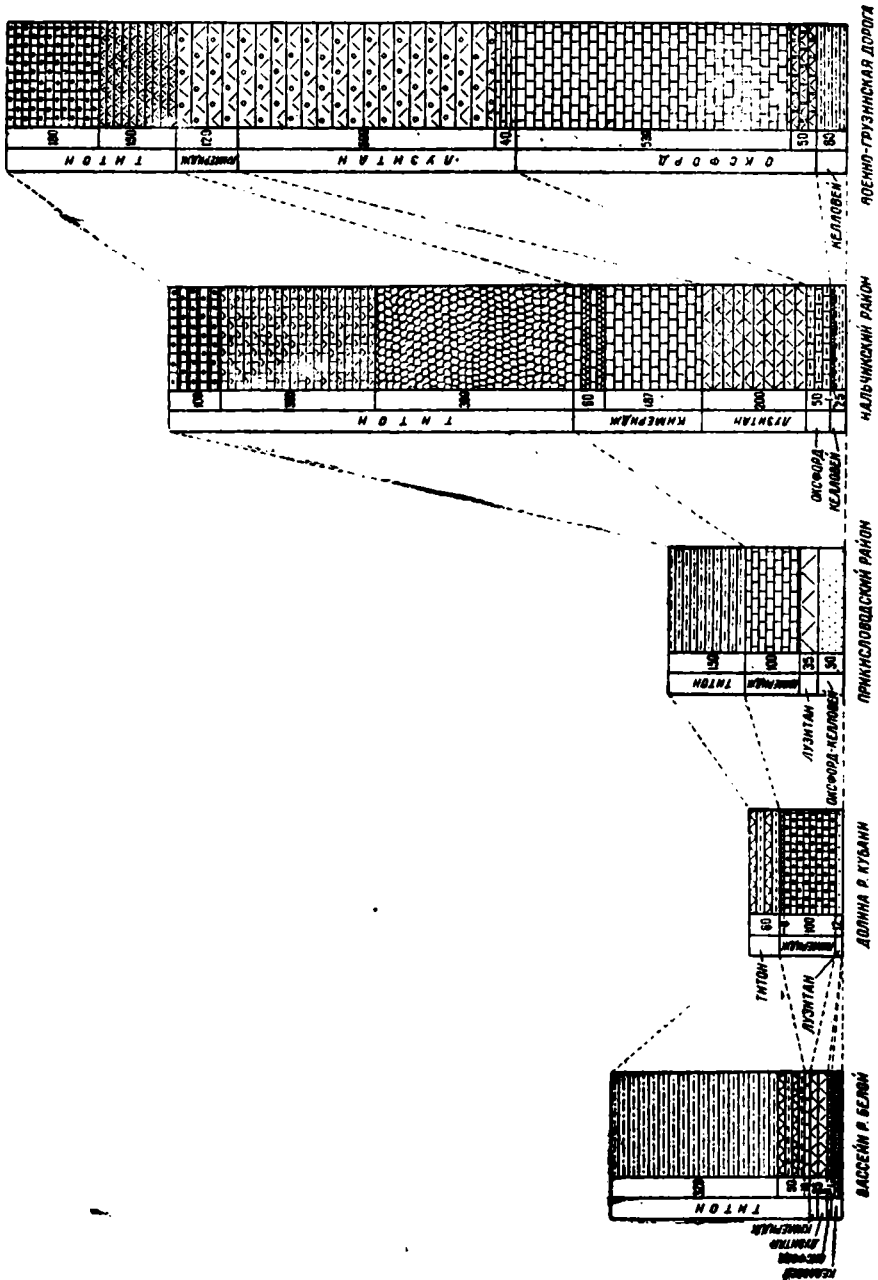


Рис. 6. Стратиграфические разрезы верхней юры Центрального и Западного Кавказа.

## Следы перерыва

- Титон. 7. Чередование песчаников, песчанистых известняков и доломитов. В северных разрезах — галечки пород оксфорда . . . . . от 100 до 150 м
8. Оолитовые, псевдоолитовые, органогенные, и плотные известняки с *Polyptyxis irregularis* Pčel., *P. tetraptycha* Herb., *Phaneroptyxis obtusiceps* Zitt., *Arca catalunica* Lör., *A. beaugrandi* Lör., *Lucina valentula* Lör., *Praeconia romesi* Pčel., *Camptonectes tithonius* Gemm. et Blasi, *Exogyra baksanensis* Pčel., *Modiola foucardi* Roll., *Terebratulula formosa* Suess, от 120 до 180 м

Как видим, мощная известняковая толща верхней юры здесь расчленяется на ряд ярусов только на основании находок гастропод и пелеципод. Аммониты встречены лишь в основании оксфорда. По мнению В. Ф. Пчелинцева, сравнение с фациально сходной бернской юрой позволяет довольно уверенно выделять перечисленные выше ярусы и на Кавказе. Кроме того, здесь отмечаются специально кавказские виды гастропод и пелеципод, приуроченные в своем распространении к отдельным ярусам.

Приведенный состав верхнеюрских отложений несколько изменяется к востоку и к западу от Военно-Грузинской дороги. Восточнее, в долине Ассы, мы видим вместо песчаных известняков мощное развитие известняковых брекчий, подтверждающих трансгрессивный характер залегания титона. Далее следует подчеркнуть, что развитие доломитов в свитах оксфорда и лузитана явление вторичное. В разных районах доломиты замещают большие или меньшие толщи известняков других типов: оолитовых, плотных и битуминозных. Так, в долине Ассы значительная часть битуминозных известняков оксфорда замещается массивными доломитами. Иногда это явление создает впечатление несогласного залегания разных типов известняков на доломитах. В действительности вся серия верхнеюрских отложений, при максимальной мощности в 1400 м и даже до 1950 м (на Гизель-доне), является непрерывной. Исключение составляет только граница между кимериджем и титоном, где местами происходило размывание отложений и осажление грубозернистых песков и известняковых брекчий.

Западнее Военно-Грузинской дороги можно отметить появление тонких пластов (2—3 м) известковистых песчаников в основании лузитанской свиты и между лузитаном и кимериджем. Это однако не дает основания видеть здесь перерывы отложений и проявления орогенических фаз. В долине Ардона фация келловей несколько изменяется: появляются более грубозернистые песчаники и железистые оолитовые известняки. Есть указания о трансгрессивном налегании келловей на отложения более древние, чем сланцы бата.

### Нальчикский район

Верхнеюрскими отложениями Нальчикского района занимались И. Г. Кузнецов (673, 678) и В. П. Ренгартен (653, 903, 966, 967). Более новые наблюдения последнего по долинам Безингиевского Черема, Чегема и Баксана положены в основу помещаемого ниже сводного разреза. Определения фауны выполнены В. Ф. Пчелинцевым (903, 908), П. К. Чихачевым (1228), С. И. Ильным (543), Г. Я. Крымгольцем (653), И. Е. Худяевым (1199), А. С. Моисеевым (756), а также В. П. Ренгартеном, П. П. Чуенко, Г. Ф. Вебер и В. Ф. Шматковым.

Нальчикский разрез верхней юры можно считать эталонным для значительной части северного склона. К сожалению, мы здесь лишены возможности дать сколько-нибудь полную палеонтологическую характеристику выделенных стратиграфических единиц, так как помещение длинных списков латинских названий (например, один только келловей на Чегеме охарактеризован 180 видами разных классов) должно было бы сопровождаться еще более пространным разбором их значения. Все это оказалось бы в несоответствии с принятым объемом настоящего тома.

Последовательность отложений снизу вверх такая:

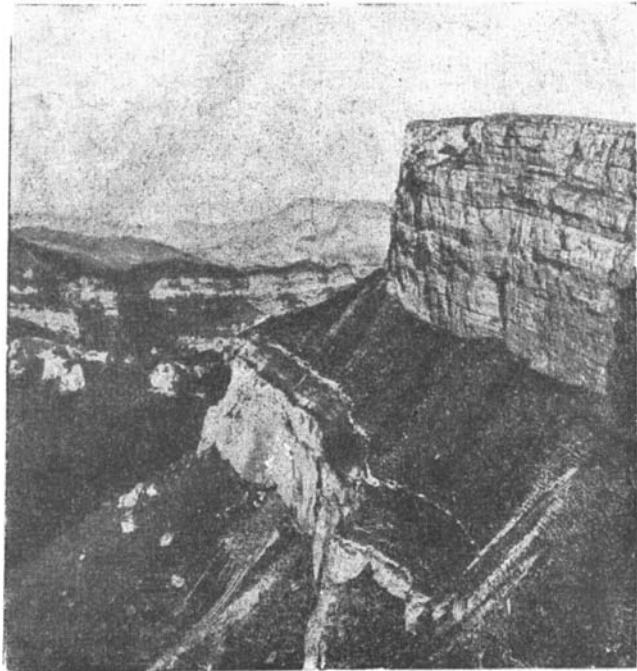
**Фото 5. Ущелье  
р. Уруха среди  
верхнеюрских  
известняков.**

**Фото В. П. Рейгар-  
тена.**



**Фото 6. Известня-  
ки среднего и  
верхнего валан-  
жина на горе Чат-  
ты-баши в окрест-  
ностях Нальчика.**

**Фото В. П. Рейгар-  
тена.**





- Келловей. 1. Чередование глинистых песчаников с известковистыми железисто-оолитовыми песчаниками, местами слои конгломерата. На Баксане этот горизонт замещается однообразной толщей светлосерых песчаников большой мощности. Фауна нижнего келловей: *Cadoceras elatmae* Nik., *Stephoceras banksi* Sow., *St. banksi* Sow. var. *naltshikensis* Tschikh., *Pecten* sp. . . . . от 8 до 50 м
2. Темнокрасный песчанистый и железистый оолитовый известняк с богатой фауной среднего (и отчасти верхнего?) келловей: головоногие — *Phylloceras flabellatum* Neum., *Hecticoceras lunuloides* Kil., *H. punctatum* Stahl., *H. pseudopunctatum* Lah., *H. laubei* Neum., *H. rossense* Teiss., *Schamoussetia galdryna* d'Orb., *Stephoceras renardi* Nik., *Macrocephalites pila* Nik., *M. subtrapezinus* Waag., *M. tumidus* (Rein.) Waag., *Quenstedticeras praelamberti* Douv., *Perisphinctes mosquensis* Fisch., *P. koutkiewiczi* Siem., *P. alligatus* Leckenby, *P. (Proplanulites) koenigli* Sow., *Cosmoceras jason* Rein., *C. castor* Rein. (em. Nik.), *Hibolites hastatus* Bl., *H. semihastatus* Bl.; брюхоногие — *Pleuromyaria decorata* Ziet., *Natica (Amauropsis) calypso* d'Orb., *Eucycloidea granulata* Desl.; пелециподы — *Isocardia tenera* Sow., *Cypricardia rostrata* Mor. et Lyc., *Pronoella lotharingica* Ben., *Quenstedtia obliqua* Phill., *Pleuromya rugosa* Goldf., *Pl. alduini* Goldf. и другие виды *Pleuromya*, *Goniomya mathei* Lor., *Panopaea jurassi* Brongn., *P. popillanensis* Boden., *Pholadomya murchisoni* Sow., *Ph. exaltata* Agass. и многие другие виды *Pholadomya*, *Oxytoma münsteri* Brongniart, *Lima semicircularis* Goldf. и другие виды *Lima*, *Limatula subhelvetica* Kasan., *Pecten (Chlamys) fibrosus* Sow., *P. (Syncyclonema) briconensis* Cossm., *P. (Chlamys) subinaequioctatus* Kasan., *Ostrea uargnyensis* Lor., *Ezogyra laciniata* d'Orb., *Modiola gibbosa* Sow. и другие пелециподы; плеченогие — *Rhynchonella spathica* Sow. и другие виды *Rhynchonella*, *Terebratula eggensis* Roll. и другие виды *Terebratula*, *Zeilleria montbisotensis* Roll. и другие виды брахиопод, описанные А. С. Моисеевым (756); морские ежи — *Rhabdocidaris copeoides* Agass., *Trochotiara subcomplanata* d'Orb., *Holcotypus depressus* Leske, *Nucleolites latiporus* Agass., *Pygoryhytis rostratus* Spind., *Pygomalus pseudoringens* Cott., *Chitopygus latiflos* Lamb., *Hydroclypeus gibberulus* Agass., *Collyrites elliptica* Lam., *C. loeinsoni* Spind. и другие виды, морские лилии, губки и пр. . . . . 1 „
- Оксфорд. 3. Грубослоистые известняки со стяжениями кремня. Фауна *Oppelia* aff. *richei* Lor., *Peltoceras* cf. *chof-fati* Lor., *Perisphinctes* aff. *subfunatus* Lor., губки . . . . . от 20 до 50 „
- Лувитанский ярус. 4. Массивные доломиты, грубослоистые псевдооолитовые известняки. Внизу — роракский подъярус с *Perisphinctes* cf. *virgulatus* Quenst., сверху — фауна съевана: *Natica grandis* Münst., *Pseudonerinea gracilis* Lor., *Polyptyxis nodosa* Voltz., *Aptyxis caucasica* Pčel., *Ptygmatis pseudobruntrutana* Gemm., *Iticria moreana* d'Orb., *Diceras valfinense* Boehm., *Lima burensis* Lor. и другие виды *Lima*, *Camptonectes viridunensis* Buc., *Chlamys viminea* Sow. и др., *Spondylopecten moreanus* Buc., *Alectryonia hastellata* Qu., *Ezogyra bruntrutana* Thurm., *Anomia supra-jurensis* Buc. . . . . от 80 до 260 „
- Книмеридж. 5. Яснослоистые известняки типа литографских (воганыты), битуминозные, мергелистые известняки, пролон доломитов. Фауна нижнего кимериджа: *Ataxoceras victor* Font., *At. inconditum* Font. var. *densecostata* Khud., *At. cf. capillaceum* Font., *Aptychus* aff. *cellulosus* Schmidt., *Natica hemispherica* Roem. var. *orbignyana* Pčel., *Aviculoperna trapeza* Conte j., *Arcomytilus subpectinatus* d'Orb., *Modiola subhannoverana* Pčel., остатки растений (*Brachyphyllum nepos* Sap.) . . . . . от 60 до 600 „

6. Чередование плотных известняков со слоями известняковых брекчий . . . . . от 10 до 60 м
- Титон. 7. Толща неслоистых известняковых брекчий с гнездами и штоками гипсов . . . . . от 150 до 800 „
8. Мшанковые известняки с прослоями мергелей. Фауна: *Aptychus renngarteni* K h u d., *Trigonia burrensis* B u v., *Venilicardia royeri* L o g. и другие виды *Venilicardia*, *Pleuromya tallina* A g a s s., *Neaera caucasica* P e l., *Gervillia gottschei* B o e h m., *Spondylopecten subspinosus* S c h l o t h., *Alectryonia rugosa* M ü n s t., *Exogyra wetstleri* B o e h m., *Modiola (Brachygonites) fougardi* R o l l., *Anomia suprajurensis* B u v., *Rhynchonella baksanensis* M o i s s., *Terebratulula bieskidensis* Z e u s c h., *Pygaster* sp. nov. . . . . от 150 до 300 „
9. Плотные слоистые, иногда оолитовые известняки с прослоями известняковых брекчий . . . . . от 60 до 100 „

На протяжении 50 км между рр. Черекон и Баксаном суммарная мощность верхнеюрских отложений постепенно убывает от 1200 м на востоке до 700 м на западе. Наибольшим постоянством обладают две верхние свиты титона. Прослой брекчий здесь, повидимому, являются результатом подводных деформаций свежезатвердевших иловатых осадков. Массивные брекчий в основании титона, наоборот, знаменуют собой перерыв в отложении морских осадков. Их накопление шло за счет большего или меньшего размывания нижележащих известняков кимериджа. Лагунные отложения гипсов заполняют мульды среди утесов брекчий. Под конец отложения слоистых известняков кимериджа местами происходили деформации иловатого осадка (типа воганита) с образованием прослоев брекчий. Мощность доломитов, относимых к лузитану, также сильно колеблется. Здесь, повидимому, большую роль играет большее или меньшее развитие процесса вторичной доломитизации. Чисто морской характер отложений и постепенность перехода говорят против перерыва и размывания на границе лузитана и кимериджа, о которых пишет И. Г. Кузнецов (673). Значительно более отчетливо проявляется трансгрессия келловей: срезывание разных горизонтов бата и появление грубозернистых конгломератовидных песчаников в основании келловей.

### Прикисловодский район

Верхнеюрские отложения бассейнов Малки и Подкумка изучались А. П. Герасимовым (303, 310, 311, 312, 313, 314) и А. Н. Огильви (785, 789, 790). Фауна обработана В. Ф. Пчелинцевым. В новейшее время очень ценные данные получены при работах Экспедиции Московского геологического разведочного института, которые отразились пока только в материалах М. В. Муратова за 1944 г. Благодаря этим работам выяснено, что зона накопления верхнеюрских осадков примакала на северо-востоке, по линии р. Подкумка (низовье р. Эшкакона — г. Кисловодск), к зоне воздымания, где выступал палеозойский субстрат. Все свиты в этом направлении переходят в грубopесчанистые образования и уменьшаются в мощности до полного выклинивания. Восходящий разрез рисуется в следующем виде:

Келловей и оксфорд (?). Косослоистые аркозовые песчаники с прослоями конгломератов и аргиллитов. Залегание трансгрессивное. Фауна: *Trigonia planilata* A g., *Aequipecten subaequicoelatus* K a s a n. . . . . от 0 до 50 м

- Лузитан. Массивные желтоватые песчанистые известняки, обычно сильно доломитизированные. Свита образует раздутья и пережимы, в силу чего получила наименование псевдоскладчатой. Это скорее всего перекристаллизованные строматопоровые рифы. Фауна: *Aspidoceras oegiri* Opp., *Limatula gerassimovi* Pchel., *Camptonectes greneri* Conte j., *Aequipecten* sp., *A. subarmatus* Münst., *Liostrea thurmanni* Et. . . . . от 0 до 100 м
- Кимеридж. Тонкослоистые пелитоморфные известняки с прослоями оолитовых ракушечных известняков и известняковых брекчий. На севере (в низовьях Эшкакона) свита сперва в трансгрессивном залегании переходит на лейас и палеозой, а затем выклинивается. Фауна: *Tretospira abichi* Neum., *Purpuroidea lapierrea* Buc., *Polyptyxis nodosa* Voltz., *Parallelodon rhomboidale* Conte j., *Lyrodon suprajurensis* Ag., *Astarte supracorallina* d'Orb., *Lucina superbeja* Conte j., *Protocardia orthogonialis* Buc., *Pholadomya protei* Brongn., *Rhynchonella corallina* Leum., *Terebratulata subformosa* Roll., *Zeilleria humeralis* Roem. и др. . . . . от 0 до 150 „
- Титон. В северной зоне (Березовка, Аликоновка, Эшкакон) титонские отложения перекрывают древний субстрат и выражены пролювиальными отложениями из гранитной дресвы. В средней зоне (бассейн р. Кичмалки) кимеридж согласно покрывается лагунными отложениями — красными глинами с залежами гипсов. Эта же свита отчасти распространяется и к северу, покрывая гранитную дресву. В южной зоне, на правобережье Малки, титон выражен пролювиальными накоплениями известняковых брекчий, налегающих на размытый кимеридж. В лагунных отложениях встречены *Corbis formosa* Conte j., *Cyprina brongniarti* Roem., *Gervillia linearis* Buc., *Lima alternicosta* Buc., *Liostrea multiformis* Koch et Dunk., *Alectryonia rugosa* Münst. . . . . от 60 до 280 „

По сравнению с Баксаном, резко уменьшается общая мощность всей верхней юры — с 700 до 480 м на правобережье Малки и до 60 м у Кисловодска. Здесь была суша уже в келловейское время. Последовательно развивавшаяся трансгрессия все более и более перекрывала эту сушу от келловей до кимериджа. В конце кимериджа и начале титона происходит новая регрессивная фаза с размывом свежееотложенных осадков и образованием пролювиальных мантий известняковых брекчий. В титонское время здесь образуется лагуна, морской же режим восстанавливается лишь в валанжинский век.

#### Район от р. Кубани до р. Малой Лабы

Литературные данные по верхнеюрским отложениям на данном участке довольно многочисленны, но все являются устаревшими. Более подробно стратиграфический разрез приводится в работах А. Я. Затворницкого (511, 512) и И. В. Пуаре (893). Фауна охарактеризована В. Ф. Пчелинцевым (904, 909) и Б. В. Ребиндером (914). Можно назвать еще работы Г. Абиха (1272), Н. И. Каракаша (563) и И. Я. Микеев (749).

Постепенно с востока на запад восстанавливается полнота разреза, и песчаные фации осадков переходят в карбонатные. На Кубани на батских глинах с флорой и на грубых песчаниках с огнеупорными глинами (келловей?) залегают песчаники (мощностью в 9—12 м) с прослоями известняка и богатой фауной верхов лузитана (секванский подъярус): *Purpuroidea lapierrea* Buc., *Natica hemisphaerica* Roem., *Pseudomelania heddingtonensis* Sow., *Sequania lorioli* Cossm. и другие виды *Sequania*, *Pseudonerinea clio* d'Orb., *Nerinea sequana* Thirr. и другие виды *Nerinea*,

*Endiatrachelus monsbeliardensis* Conte j., *Bactroptyxis cubanensis* Pčel., *Ptygmatis intermedia* Pčel., *Pt. pseudobruntrutana* Gemm. и другие виды *Ptygmatis*, *Itieria caucasica* Pčel., *Phaneroptyxis caucasica* Pčel., *Plesiocyprina cubanensis* Pčel., *Lima tumida* Roem. и кораллы. Выше следуют слоистые известняки с фауной и брекчии кимериджа (около 100 м) и лагунные отложения титона (60 м).

Западнее Кубани, на рр. Урупе, Б. и М. Лабе постепенно все песчаные и обломочные отложения от оксфорда до кимериджа замещаются толщей массивных доломитизированных известняков. На р. Малой Лабе над горизонтом железисто-оолитовых известняков келловей с *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *Pleuromya merzbacheri* Parp в известняках встречена фауна оксфорда: *Perisphinctes bernensis* Lor., *P. consociatus* Buk., *P. mazuricus* Buk., *Ceromya excentrica* Boehm., *Lima escheri* Moesch., *Hinnites velatus* Goldf., *Rhynchonella lacunosa* Qu., *Terebratulatollieri* Haas., *Zeilleria pseudolagenalis* Moesch., *Pentacrinus cingulatus* Münst., *Balanocrinus pentagonalis* Goldf., *Millecrinus escheri* Lor. и др. Таким образом, в бассейне р. Лабы восстанавливается, подобно Нальчикскому району, известняковая фация верхней юры от келловей до кимериджа, и только титон сохраняет лагунную фацию. Общая мощность верхней юры колеблется от 200 до 400 м.

По р. Белой И. И. Никшич (779) детально расчленил келловейскую свиту, выделив:

Нижний келловей — глинистые и охристые песчаники с прослоем железистого оолитового известняка с <i>Kepplerites goweri</i> Sow., <i>Macrocephalites macrocephalus</i> Schloth., <i>M. rotundus</i> Quenst., <i>M. pila</i> Nik., <i>Ataioceras abichi</i> Neum. и др. . . . .	4 м
Средний келловей — известковистые песчаники с линзами железистого оолитового известняка с <i>Stepheoceras coronatum</i> Brug., <i>Hecticoceras punctatum</i> Stahl., <i>H. hecticum</i> Reip. и др. . . . .	8 "
Верхний келловей — песчаный железисто-оолитовый известняк с <i>Peltoceras athleta</i> Phill. и др. . . . .	1 "

По С. М. Андронову и Н. С. Ильиной (22), содержание окислов железа в келловейских оолитовых «рудах» не превышает 16%. Выше лежащая толща, кроме доломитизированных известняков оксфорда и лузитана (43 м), состоит из литографических известняков (10 м) с прослоями пестрых глин и пластом битуминозного сланца, содержащим солоноватоводные гастроподы (*Planorbis* ?), и лагунной гипсоносной свиты титона (370 м) с *Dicyclina lusitanica* Choff.

### Кубанский край

Верхнеюрские отложения Северо-Западного Кавказа, западнее р. Белой изучались К. И. Богдановичем (137), С. И. Чарноцким (1206, 1208), Н. Морозовым (764), И. И. Никшичем и О. С. Вяловым (780), Н. К. Игнатовичем, П. Н. Палеем и Н. Н. Славяновым (540), В. В. Белоусовым и Б. М. Трошихиным (87, 88, 89), А. Л. Козловым, А. В. Ульяновым (1146, 1147, 1149), О. К. Григорьевой (393), Н. П. Лупповым и др.

Обширный массив гор Фишта и Оштена сложен толщей известняков оксфорда, лузитана и кимериджа, мощностью до 600 м. Уже на западном склоне этого плато в низах толщи появляются породы флишевой фации, замещающие келловей и оксфорд. Это — чередование слоев известковистых микроконгломератов, мергелей и глин. По направлению к р. Ппехе флишевая фация постепенно замещает всю толщу известня-

ков лузитана и кимериджа и достигает мощности в 500 и даже 600 м. На сланцево-песчаниковых отложениях средней и нижней юры флишевая свита залегает трансгрессивно. Западнее р. Пшехи в составе флишевой свиты большим распространением пользуются грубые кварцевые песчаники (станция Навагинская), а в районе р. Псекупса преобладают голубые и розовые известковистые песчаники. Еще западнее свита снова становится более глинистой. Фауной верхнеюрская флишевая свита крайне бедна.

Титонские отложения к западу от р. Белой имеют уже морской характер. На плато Фишта и Оптена это слоистые оолитовые и детритусовые известняки с пестрой окраской, мощностью до 400 м и с обильной фауной: *Neritopsis meneghini* Gem m., *Nerinea oppeli* Gem m. и другие виды *Nerinea*; *Polyptyxis herbachi* Pčel., *Ptygmatis carpathica* Zeuschn., *Pt. pseudobruntrutana* Gem m., *Cryptoplocus* cf. *succedens* Zitt., *Diptyxis fichteli* Herb., *Itieria rugifera* Zitt., *Phaneroptyxis kokkozensis* Vogdt, *Isoarca pontica* Pčel., *Astarte scalaris* Boehm, *Heterodicerus luci* Boehm, *Dicerus beyrichi* Boehm var. *porrecta* Boehm, *Pecten arotopicus* Gem m., *Spondylopecten globosus* Phill., *Rhynchonella corallina* Leum. и др. Западнее, в бассейнах рр. Пшехи и Пишиша, титонская свита приобретает однообразный известняково-мергельный характер, напоминая флиш. В основании ее местами развивается мощный горизонт песчаников, конгломератов и известняковых брекчий. В мергелях находится скудная фауна *Lytoceras sutile* Orp., *Perisphinctes contiguus* Catullo, *Acanthodiscus* (*Protacanthodiscus*) cf. *microcanthus* Orp. и аптихи. Общая мощность титона — до 400 м.

Самые западные выходы верхнеюрских флишевых отложений выступают в антиклинали хр. Дербн близ Убинских минеральных источников.

### Черноморское побережье

Сведения о верхнеюрских отложениях Черноморского побережья стали появляться в литературе только после 1930 г. в связи с работами В. Ф. Пчелинцева (900), О. С. Вялова (264, 265), В. Н. Робинсона (994), А. Л. Козлова, В. В. Белоусова и Б. М. Тропихина (89), М. И. Соколова (1074) и др. Остатки фауны обработаны В. Ф. Пчелинцевым (903), И. Е. Худяевым (1199) и А. С. Моисеевым (756).

Верхняя юра носит здесь вполне флишевый характер. Ее литологический состав аналогичен тому, который характеризует синхронные слои на северном склоне Северо-Западного Кавказа к западу от р. Пшехи. По данным В. Н. Робинсона, в долине р. Мзымты на глинисто-сланцевых отложениях бата согласно залегает свита пород более карбонатного характера. Автор выделяет в ней такую восходящую последовательность горизонтов (без указания мощностей):

1. Темные мергельные сланцы.
  2. Светлосерые мергели с прослоями песчанистого известняка.
  3. Чередование слоев известняков и известняковых конгломератов.
- Аммониты, белемниты, брахиоподы, криноидеи.
4. Чередование слоев известняков и мергелей.
  5. Чередование слоев известняков, пестрых мергелей и мергельных сланцев. Аптихи и белемниты.
  6. Чередование слоев известковистых песчаников и темносерых и краснобурных мергелистых сланцев.

Эта мощная серия пород весьма близко напоминает верхнеюрский флиш, впервые выделенный В. П. Ренгартеном на Военно-Грузинской дороге и по своему положению между батом и валанжином, повидимому, эквивалентный всем ярусам верхней юры от келловей до титона. Подобная же толща карбонатного флиша выделяется и по рр. Сочи, Шахе и Псеузапсе.

В окрестностях Туалсе, в сложных тектонических условиях в связи с такой же свитой пород, были встречены еще С. А. Яковлевым (1262) и вновь изучены О. С. Вяловым (264, 265) крупные отторженцы известняков с титонской фауной, определенной И. Е. Худяевым (1199), В. Ф. Пчелинцевым (900, 903) и А. С. Моисеевым (756). Приводим этот список в несколько сокращенном виде: *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb. var. *tithonica* Khud., *Holcophylloceras tithonicum* Khud., *Hemilytoceras municipale* Opp., *Oppelia strambergensis* Blasch., *Perisphinctes caucasicus* Khud., *Virgatosphinctes densiplicatus* Waag., *Aulacosphinctes* cf. *lorioi* Zitt., *Ptygmatis pseudobruntrutana* Gemm., *Diceras beyrichi* Boehm var. *porrecta* Boehm, *Lima tithonia* Gemm., *Chlamys polycycla* Blasch., *Spondylopecten gemmellari* Rem., *Rhynchonella suessi* Zitt., *Glossothyris planulata* Zeuschn. и др.

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

### Нижнемеловые отложения

Частое нахождение и хорошая сохранность остатков ископаемой фауны в нижнемеловых отложениях Северного Кавказа были причиной, почему на эти отложения было обращено внимание исследователей с самого начала изучения Кавказа. При всей скудости палеонтологических работ, посвященных этой стране, наибольшее количество их падает на описание именно нижнемеловых окаменелостей. В 1825—1826 гг. акад. Э. Эйхвальд собрал нижнемеловую фауну в окрестностях Кисловодска и поместил ее описание в вышедшей значительно позднее *Lethaea rossica* (1800). Много данных о нижнем меле Северного Кавказа встречается в работах Г. Абиха (2, 1270, 1274, 1275, 1279, 1280), С. Симоновича, Л. Бадевича и А. Сорокина (1051, 1052), Л. Дрю (1298), Я. Шёгрена (1349), Н. Н. Барбота-де-Марни (72), Э. Фурнье (1303), А. Штэля (1353) и других. К самому концу XIX столетия относится появление двух крупных монографий Н. И. Каракаша (564) и Д. Антула (1287), которые и до сих пор являются важнейшими источниками познания нижнемеловой фауны Кавказа. Позднее палеонтология нижнего мела Северного Кавказа нашла свое отражение в работах А. А. Стоянова (1117), П. А. Казанского (555), И. Ф. Синцова (1058, 1345, 1346, 1347, 1348), Д. Н. Соколова (1350), И. И. Никшича (777), А. И. Бузика и В. Е. Савельева (169), В. Ф. Пчелинцева (899, 901, 908), Т. А. Мордвилко (760), А. С. Моисеева и В. П. Ренгартена (948, 970, 973, 978). Сведения по стратиграфии можно почерпнуть, кроме перечисленных трудов, также в работах К. И. Богдановича (134, 136, 137, 138, 140), С. И. Чарноцкого (1206, 1207, 1208, 1209), К. А. Прокопова (861, 862, 866, 879, 883), А. П. Герасимова (304, 312, 320), А. Н. Огильви (784, 786), А. Н. Рябинина (1023), А. Я. Затворницкого (511, 513), С. А. Докторовича-Гребницкого (432), Н. Н. Славянова (1066), Л. С. Либровича (716), Д. В. Дробышева (446, 451, 452, 453, 455), Л. А. Гречишкина (375), О. С. Вялова (264), Н. К. Игнатовича (540), Т. А. Мордвилко (759, 760,

761), О. К. Григорьевой (393, 394), Н. Н. Луппова (731, 732) и В. П. Ренгартена (945, 948, 949, 950, 951, 952, 956, 962, 963, 964, 965, 966, 967, 968, 969, 974, 976), который в 1931 г. впервые дал обзор фаций нижнего мела Северного Кавказа (952).

Обилие фауны и, в частности, нахождение головоногих почти во всех горизонтах позволило уже давно расчленить нижнемеловые отложения Северного Кавказа в соответствии с общепринятой стратиграфией и не только выделить ярусы валанжинский, готеривский, барремский, аптский и альбский, но иногда параллелизовать даже отдельные зоны.

Обзор фациальных особенностей всех стратиграфических подразделений по различным районам составляет главное содержание настоящего очерка. Здесь можно указать, что известняковый (органогенный) характер по всему Кавказу имеют только отложения валанжинского яруса. В готеривских и барремских отложениях известняки играют существенную роль только на крайнем юго-востоке, в Дагестане, и в небольшом выходе нижнего мела близ Мацесты на Черноморском побережье. Это — фация, свойственная более южной зоне. Во всех других районах господствуют исключительно терригенные песчано-глинистые осадки, в которых карбонаты играют роль связующего вещества или представлены органическими остатками. По мощности отложений, т. е. по скорости накопления, и по грубости зерна этих осадков можно выделить различные области и сделать некоторые палеогеографические выводы.

В. П. Ренгартеном уже давно было указано (950, 952), что в нижнемеловое время главная масса терригенных материалов приносилась в Северокавказский морской бассейн с севера. Мощность осадка в каждом участке моря в конечном счете определялась скоростью погружения морского дна вследствие колебательных или эпейрогенических движений. Очень интересные исследования В. В. Белоусова (80, 83, 84) показали, что в нижнемеловое время в области Большого Кавказа были две зоны особенно мощного накопления осадков (геосинклинальные зоны), разделенные зоной относительно более медленного накопления (геоантиклинальная зона). Более всего эти зоны сближены на меридиане г. Дзауджикау. Южная геосинклиналь, характеризующаяся осадками в фациях флиша и субфлиша, входит в пределы описываемой здесь территории лишь на Черноморском побережье и в северо-западной части Кавказа, где она занимает почти всю ширину горной области. Северная геосинклиналь как бы изогнута дугообразно, причем с запада и с востока в область Кавказа вклиниваются участки уменьшенной мощности осадков (бассейны Лабы и Самура). Эти участки в известные моменты подвергались размыву и служили дополнительным источником терригенных материалов.

Схема распределения главнейших фаций также дается в упомянутых работах В. В. Белоусова. В валанжинское время господствуют известняковые фации, и только в Северо-Западном Кавказе накапливаются мергели и глины флиша. От готерива до альба почти всюду идет отложение песчано-глинистых осадков, и только в Дагестане среди них развиваются мощные горизонты известняков неокома.

Южнее зоны флиша располагалась зона известковых осадков со сравнительно медленным накоплением. В пределах Северного Кавказа она представлена лишь небольшим выходом нижнего мела в окрестностях Мацесты на Черноморском побережье.

В настоящее время для многих разрезов можно было бы дать очень большие списки фауны. Однако объем настоящей статьи не позволяет





концентрации вод по границе этих толщ. Те же глины альба характеризуются развитием оползней.

### Южный Дагестан

Крайний юго-восточный выход нижнемеловых отложений в пределах Дагестанской АССР представлен островком неокомских известняков на вершине горы Гетип-киль. Вместе с небольшой свитой титона они залегают трансгрессивно на сланцевой свите лейаса и нижнего байоса, причем в основании известняков наблюдается пачка красных глин и мергелей с гипсом, вероятно относящихся к титону. Та же свита известняков выступает у Касумкента, где она покрывается мергелистыми песчаниками апта. Относительно присутствия альбских отложений имеются только неясные указания (337, 974). Неполнота нижнемеловых отложений и отрывочных их выходов объясняется трансгрессивным перекрытием их верхнеэоценскими и акчагыльскими отложениями.

В литературе сведения о нижнемеловых отложениях Южного Дагестана имеются только в работах К. И. Богдановича (138) и В. П. Ренгартена (290a, 973, 974). Ниже приводится последовательность отложений в наиболее полном разрезе у Касумкента (рис. 7).

- В а л а ' н ж и н с к и й я р у с. 1. Свита то темных, то светлых желтоватых глин и мягких песчаников, проникнутых гипсом и другими серноокислыми солями. В брекчиевидных прослоях и включениях бурого мергеля, по К. И. Богдановичу (138), найдены *Lytoceras quadrisulcatum* d'Orb., *Phylloceras calypso* d'Orb., *Ph. serm* O r p e l, *Holcodiscus incertus* d'Orb. Повидимому, это нижний валанжин. Ниже выступают отложения средней юры. Этот горизонт в других разрезах не встречается. Здесь же, повидимому, отсутствует титон, и валанжин залегает трансгрессивно. Мощность свиты глин — несколько десятков метров.
2. Свита то слонистых, то массивных известняков, иногда оолитовых с *Terebratula moutoni* d'Orb., *Rhynchonella multiformis* R o e m. . . . . 30—40 м
- Г о т е р и в с к и й я р у с. 3. Чередование беловатых оолитовых известняков и серых песчанистых мергелей с *Pecten cottaldi* d'Orb., *Panopaea neocomiensis* d'Orb., *Terebratula sella* S o w., *T. moutoni* d'Orb., *Zeilleria tamarindus* S o w. . . . . 100—150 "
- Б а р р е м с к и й я р у с. 4. Свита, состоящая из нескольких более или менее мощных пачек органогенных белых и желтоватых известняков, чередующихся с мягкими мергелистыми песчаниками. В наиболее мощной нижней пачке известняков указывается такая фауна: *Neihea atava* R o e m., *Terebratula moutoni* d'Orb., *Rhynchonella lata* d'Orb., *Toraster* sp., *Corallia*, *Spongia* и др. . . . . около 100 "
5. Нижняя часть свиты рыхлых мергелистых песчаников с уплотненными прослоями известковистых песчаников с *Elogyra subsinuata* L e u m., *Panopaea* cf., *neocomiensis* d'Orb., *Venus cottaldi* d'Orb., *Rhynchonella multiformis* R o e m. Отнесение свиты к баррему основано на сопоставлении с Северным Дагестаном . . . . . 50—100 "
- А п т с к и й я р у с. 6. Рыхлые зеленовато-серые мергелистые песчаники с конкрециями и прослоями желтоватого песчанистого известняка. В нижнем слое этой очень мощной свиты собраны *Deshayesites dechy* P a r r., *Solarium renngarteni* P c e l., *Dicroloma (Perissoptera) fortisi* P i c t e t e t S a m p., пелециподы и брахиоподы. Фауна эта говорит о бедульском подъярусе. Только отрывочностью исследований и случайностью сборов объясняется отсутствие фауны, характерной для более высоких горноявтов апта. Литологический состав отложений совершенно такой же, как и в более северных районах Дагестана . . . . . 150—200 "
- А л ь б с к и й я р у с. 7. Значительная толща мергелистых песчаников с шарообразными конкрециями твердого мергеля.

У Касумкента нижнемеловые отложения срезаны трансгрессивно залегающей свитой известняков верхнего сенона. Кроме того, местами к их выходам прислонены серые мергели акчагыла.

Описанный разрез, особенно в нижней своей части, в разных местах подвергается некоторым изменениям. Южнее, на вершине горы Гетинкиль, сохранилась только нижняя свита неокома. Здесь гораздо больше известняков. Песчано-мергельные горизонты едва выделяются. По собранной здесь фауне всю трансгрессивную толщу известняков в 380—400 м мощности можно подразделить следующим образом.

Титон. 1. Красные мергели с прослоями гипса (алебастра) . . .	около 20 м
Валанжинский ярус. 2. Светлые и желтоватые песчанистые и доломитизированные известняки . . . . .	25 "
3. Чередованно песчанистых мергелей и тонких слоев известняков	75 "
Готеривский ярус. 4. Серые и желтоватые плотные слоистые известняки, местами оолитовые, заключающие <i>Pecten cottaldi</i> d'Orb., <i>P. icaunensis</i> Cott., <i>Exogyra tuberculifera</i> Koch et Dupk., <i>Ex. etallonii</i> Piet. et Camp., <i>Rhynchonella lata</i> d'Orb., <i>Terebratula sella</i> Sow., <i>T. russillensis</i> de Lor., <i>T. mutoni</i> d'Orb., <i>Zeilleria tamarindus</i> Sow., <i>Reptomulticrescis neocomiensis</i> de Lor., <i>Reptomulticava micropora</i> d'Orb., <i>Serpula</i> sp., <i>Pseudocidaris clunifera</i> Ag., <i>Astrocoenia minima</i> From., <i>Leptophyllia tombecki</i> From., <i>Elasmoiera sequana</i> From., <i>Entalophora salevensis</i> de Lor.	70—80 "
Барремский ярус. 5. Серые, желтоватые и даже красные то слоистые, то более массивные, местами оолитовые известняки. Некоторые слои содержат обильную фауну, из которой можно назвать: <i>Pyrochodus</i> sp., <i>Nautilus pseudoelegans</i> d'Orb., <i>Requienia gryphoides</i> Math., <i>Avicula carteroni</i> d'Orb., <i>Neithez atava</i> d'Orb., <i>Alectryonia rectangularis</i> Roem., <i>Exogyra subsinuata</i> Leym., <i>Terebratula sella</i> Sow., <i>Zeilleria tamarindus</i> Sow., <i>Rhynchonella multiformis</i> Roem., <i>Eugyra pontica</i> Kar., <i>Astrocoenia cf. subornata</i> d'Orb., <i>Serpula</i> , Bryozoa и др. . . . .	до 180 "

Вся описанная неокомская свита залегает вместе с титоном трансгрессивно на сланцевых отложениях лейаса и нижнего байоса. Если считать, что трансгрессия началась с титона, то для отложений этого яруса остается только пачка красных мергелей с гипсом.

### Центральный Дагестан

На протяжении более 50 км от Касумкента до Маджалиса в Кайтаго-Габасаранском районе нижнемеловые отложения слагают непрерывную полосу, но о составе их в литературе нет точных указаний. Далее целый ряд разрезов был изучен в районах Маджалиса, хребта Лес, Акуши, Цудакхара, Ходжал-махи, Лаваша и пр. На протяжении 80 км нижнемеловая толща пород образует несколько крупных складок, что обуславливает прихотливые очертания площадей ее распространения. В фаціальном отношении отдельные свиты сохраняют постоянство, только мощности их постепенно уменьшаются к северо-западу. На основании работ В. П. Ренгартена (949), Д. В. Дробышева (451, 452, 455) и П. А. Казанского (555) составлен сводный разрез нижнего мела по району. Из более старых работ некоторые данные можно почерпнуть у Г. Абиха (1274, 1275, 1279, 1280), Я. Шёгрена (1349), Д. Антула (1287) и Н. Н. Барбота-де-Марни (72).

Валанжинский ярус. 1. Светлые палевые и сероватые, местами розовые известняки, то плотные, типа литографских, то органогенные и оолитовые. Скучная фауна была собрана в самом верхнем прослое свиты: *Natica allaudiensis* Math., *N. (Ampullina) macrospira* Pchel., *Harpagodes desori*.

- Pict. et Camp., *Requienia* sp. aff. *eurystoma* Pict. et Camp., *Pecten* (*Camptonectes*) *cottaldi* d'Orb., *Rhynchonella multiformis* Roem., *Toxaster granosus* d'Orb. . . . . от 25 до 70 м
- Готеривский ярус. 2. Мощная свита мягких глинистых и мергелистых песчаников с уплотненными прослоями известковистых песчаников. В верхней части свиты местами наблюдаются прослой более чистой зеленовато-серой жирной глины. Среди этих мягких пород выделяется два горизонта твердых, несколько раскристаллизованных известняков — верхний 25—30 м, нижний около 4—7 м. Скучная фауна представлена следующими формами: *Ostrea* sp., *Terebratulula valdensis* Log., *Rhynchonella* sp., Bryozoa, *Toxaster complanatus* Agass., Crinoidea и др., которые более или менее подтверждают готеривский возраст свиты. Мощность увеличивается с севера на юг . . . . . от 75 до 235 „
- Барремский ярус. 3. Светлые палевые толстослоистые зоогенные, местами оолитовые известняки с зернами глауковита. Битые скорлупки раковин, из которых состоят известняки, сильно перекристаллизованы. Изредка встречаются более мягкие прослой мергелей и почковатых известняков. Среди фауны преобладают устричные и брахиоподы: *Panopaea gurgitis* Brongn., *P. cf. zechi* Maas, *Erygyra subsinuata* Leym., *Ex. tombecki* d'Orb., *Rhynchonella lata* d'Orb., *Terebratulula sella* Sow., *Zeilleria tamarindus* Sow., *Pseudodiadema bourgueti* Desor., Bryozoa и др. Нижнебарремский возраст свиты косвенно подтверждается находкой *Sibirskites* sp. ex gr. *S. subinversus* M. Pavl. . . . . от 30 до 50 „
4. Серые рыхлые мергелистые песчаники с уплотненными прослоями известковистых песчаников и оолитовых песчаных известняков, редкие тонкие пропласты пластичных глин. Твердые прослой часто переполнены органическим детритусом. Здесь отмечаются: *Pleurotomaria daghestanica* Anth., *Metacrerithium angustum* Pchel., *Trigonia nodosa* Sow., *Ptychomia elongata* Anth., *Panopaea cylindrica* Pict. et Camp., *Perna mulleti* Leym., *Gervillia alaeformis* Sow., *Erygyra latissima* Leym., *Ex. subsinuata* Leym., *Alectryonia rectangularis* Roem., *Rhynchonella gibbsi* Sow., Bryozoa, *Serpula*. Верхнебарремский возраст этой свиты устанавливается по положению ее под слоями нижнего апта и по присутствию неокемских пелеципод . . . . . от 127 до 155 „
- Аптский ярус. 5. Серые мергелистые песчаники с прослоями твердого известковистого песчаника. В основании слой песчанистого мергеля с почками фосфоритов и массой брахиопод. Здесь отмечаются: *Cheloniceras cornuelli* d'Orb., *C. seminodosum* Sinz., *Deshayesites dechy* Papp., *D. weiss* Neum. et Uhl., *Matheronites cf. ridzenskii* Kar., *Acrioceras furcatum* d'Orb., *Venus guli* Kar., *Panopaea gurgitis* Brongn., *P. gurgitis* Brongn. var. *plicata* Sow., *Pecten aptiensis* d'Orb., *Neithea atava* Roem., *Rhynchonella gibbsi* Sow., *R. gibbsi* Sow. var. *bedouliensis* Jac. et Fall., *Terebratulula dutemplei* d'Orb., *Toxaster* sp. Это самый нижний, очень характерный слой апта (бедульского подъяруса) . . . . . 25 „
6. Рыхлые серые и желтоватые мергелистые песчаники с крупными конкрециями плотного мергеля и редкими прослоями твердых известковистых песчаников. В конкрециях и в твердых прослоях изредка встречается фауна пелеципод и крупных *Cheloniceras*. В основании свиты во многих местах отмечен пласт сравнительно мягкого серого и желтоватого слабопесчанистого мергеля, переполненного окаменелостями. Здесь, особенно в окрестности сел. Лаваш, собраны (555, 760, 908, 1323): *Tetragonites duvali* d'Orb., *Phylloceras queitardi* Rasp., *Aconeceras msum* d'Orb., *Puzosia matheroni* d'Orb., *P. leptoviensis* Zschsch., *P. belus* d'Orb., *Deshayesites dechy* Papp., *D. consobrinus* d'Orb., *Dufrenoyia furcata* Sow., *D. subfurcata* Kas., *Parahoplites sjögreni* Anth., *Cheloniceras cornuelli* d'Orb., *C. seminodo-*

sum Sinz., *C. subnodosocostatum* Sinz., *C. pusillum* Kas., *Croceras aegoceras* Koen., *Cr. caucasicum* Kas., *Cr. elatum* Koen., *Cr. aequicongulatum* Koen., *Nautilus neckeri* Pictet, *Hibolites aptiensis* Stoll., *Pleurotomaria gigantea* Sow., *Trochus guelferbytanus* Woll., *Solarium renngarteni* Pčel., *Natica cornuelli* d'Orb., *Dicroloma (Perissoptera) forbesi* Pict. et Camp., *Grammatodon securis* Leym. var. *major* Leym., *Barbatia aptiensis* Pict. et Camp., *Cucullaea glabra* Park., *Trigonia vectiana* Lyc., *Thetironia picteti* Kar., *Th. laevigata* Sow., *Th. minor* Sow., *Th. minor* Sow. var. *transversa* Renng., var. *daghestanensis* Mordv., *Brachiopoda*, *Corallia*, *Spongia* и др. Несмотря на присутствие некоторых верхнеаптских форм, эта фауна все же скорее относится к верхам нижнего апта или бедульского подъяруса

около 50 м

7. Чередование рыхлых мергелистых желтоватых песчаников и более глинистых серых песчаников в виде довольно мощных пачек. Среди них наблюдаются более твердые прослои, а также конкреции песчанястого известняка. Эти конкреции или „жеоды“, по Г. Абиху, дали очень богатую фауну гаргаского подъяруса: *Jaubertella latericarinata* Anth., *Tetragonites duvali* d'Orb., *T. heterosulcatus* Anth., *Phylloceras guettardi* Rasp., *Ph. moreli* d'Orb., *Ph. anthulai* Kas., *Latidorsella akuschaensis* Anth., *L. falcistriata* Anth., *L. saltaensis* Kas., *Cheloniceris martini* d'Orb., *C. martini* d'Orb. var. *caucasica* Anth., *C. tschernyschewi* Sinz., *C. pusillum* Kas., *C. intermedium* Kas., *C. waageni* Anth., *Parahoplites melchioris* Anth., *P. campichei* Anth., *P. sjögreni* Anth., *Acanthoplites aschiltaensis* Anth., *Ac. aplanatus* Sinz., *Ac. tobleri* Jacob., *Ac. subpeltocerooides* Sinz., *Ac. sinowi* Kas., *Ac. subtobleri* Kas., *Ac. planidorsatus* Kas., *Ac. rectangularis* Kas., *Ac. quadratus* Kas., *Ac. lorioli* Sinz., *Ac. trautscholdi* Sinz., *Ac. stephanoides* Kas., *Ac. anthulai* Kas., *Ac. compressus* Kas., *Ac. evolutus* Sinz., *Nautilus neckeri* Pictet, *Neohibolites semicanaliculatus* Bl., *Scurria balaclavaensis* Pčel., *Natica gaultina* d'Orb., *Cucullaea glabra* Park., *Grammatodon securis* Leym. var. *major* Leym., *Cyprina erylensis* Leym., *Cyprimeria parva* Sow., *Venus roissyi* Leym., *Thetironia minor* Sow., *Exogyra latissima* Lam. Следует отметить, что в этом длинном списке фауны из конкреций, рассеянных в большой толще рыхлых пород, возможно, фигурируют формы, особенно из числа *Acanthoplites*, которые свойственны клансейскому горизонту (нижний альб). При детальном изучении разрезов на границе этих двух ярусов удается обнаружить тонкий пропласток песчанястого мергеля с мелкими почками фосфорита. Мощность всей свиты верхнего апта

до 370 м

- Альбский ярус. 8. Рыхлые мергелистые песчаники, иногда глауконитовые. В некоторых слоях карбонатность выражена слабо, и породы переходят в темносерые песчанястые глины. Кроме редких тонких прослоев песчанястого известняка, особенно характерны крупные шарообразные или сплюснутые конкреции песчанястого известняка, диаметром до 4 м, скопляющиеся в почти сплошные слои. Местами эти конкреции содержат обильную фауну клансейского горизонта: *Phylloceras velledae* Michl., *Ph. subalpinum* d'Orb., *Cheloniceris bigureti* Seunes, *Acanthoplites nolani* Seunes var. *subrectangulata* Sinz., *Ac. multispinatus* Anth., *Ac. multispinatus* Anth. var. *tenuistriata* Sinz., *Ac. bergeroni* Seunes, *Ac. abichi* Anth., *Ac. aschiltaensis* Anth., *Natica cosnensis* Lor., *Turbo renngarteni* Pčel., *Dicroloma marginata* Sow., *Solarium moniliferum* Michl., *Ringinella lacryma* Michl., *R. wollemanni* Pčel., *Cyprina regularis* d'Orb., *Thetironia major* Sow., *Trigonia nodosa* Sow., *Panopaea acutisulcata* Desh., *Turnus* sp. aff. *T. dalassi* Walker, *Perna rautini* d'Orb., *Pinna robinaldi* d'Orb., *Pecten gaul-*

- tinus* Woods, *Neithea morrisi* Pict. et Ren., *Anomia laevigata* Sow., *Rhynchonella deluci* Pictet. Мощность всей свиты с фауной клясеевского горизонта . . . . . от 180 до 220 м
9. Темно-серые сланцеватые мергели, иногда почти черные слабокарбонатные гинны в чередовании с прослоями твердого серого мергеля с фауной среднего альба: *Puzosia majori* d'Orb., *Hoplites dentatus* Sow., *Neohoplites styhoides* Renng., *Exogyra canaliculata* Sow., *Plicatula gurgitis* Pict. et Roux, *Inoceramus concentricus* Park . . . . . от 12 до 50 .
10. Серые мягкие иногда сланцеватые мергели с прослоями более твердого светлосерого мергеля. Фауна, представленная расплюснутыми отпечатками, говорит о верхней зоне альба (враконский горизонт): *Puzosia planulata* Sow., *Perinquieria inflata* Sow., *P. symmetrica* Fitton, *Neohoplites styhoides* Renng., *N. minimus* List., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *A. parva* Stol., *Holaster* sp. . . . . от 25 до 50 .

Общая мощность нижнемеловых отложений в Центральном Дагестане оставляет от 900 до 1250 м. Эта толща легко разделяется на две литологически отличные свиты: нижняя (120—350 м), в которой зоогенные известняки несколько преобладают над песчано-мергельными породами (валанжин, готерив и нижний баррем), и верхняя (800—900 м) — песчано-мергельная (верхний баррем, алт и альб). Верхняя свита в пределах района приблизительно сохраняет свою мощность, нижняя же заметно убывает по направлению с юго-востока на северо-запад, причем особенно уменьшается мощность известняковых пачек.

Если сравнивать неокомские отложения Южного и Центрального Дагестана, то это изменение фаций становится еще более резким: на Гетинкиле весь неокм (около 400 м), состоит из известняков с довольно богатой фауной, в Центральном Дагестане в некоторых разрезах насчитывается только 85 м известняков с очень скудной фауной.

### Северный Дагестан

Разрез нижнемеловых отложений Северного Дагестана чрезвычайно сходен с описанным выше разрезом Центрального Дагестана. На протяжении 75 км между сел. Лаваш и Зубуль на Сулаке постепенно происходят сравнительно небольшие изменения литологического характера и мощности свит.

Фауна для этого района менее разработана. Кое-что можно почерпнуть в работах В. Ф. Пчелинцева (908) и Т. А. Мордвилко (760). По работам Д. В. Дробышева (446, 451, 453) и Л. С. Либровича (716), а также более старым данным Г. Абиха (1275), Я. Шёгрена (1349), Д. Антула (1287), Н. Н. Барбот-де-Марни (72) и неопубликованным наблюдениям В. П. Ренгартена можно дать помещаемый ниже сводный разрез, причем, во избежание повторений, фауна перечисляется не вся — отмечаются, главным образом, формы, не встречавшиеся в списках соответствующих ярусов Центрального и Южного Дагестана.

- Валанжинский ярус 1. Серые и коричневатые-серые плотные, местами перекристаллизованные известняки. Слоистость более или менее отчетливая, есть прослойки мягкого мергеля. Неясные остатки *Gastropoda* и *Reginella* . . . . . 30—40 м
- Готеривский ярус 2. Свита рыхлых мергелистых и глинистых песчаников с тонкими прослоями песчаных известняков и одной-двумя более мощными пачками известняков, то песчаных, то зоогенных и оолитовых. Состав отложений вообще представляет ряд изменений. Так, мощные пачки известняков вовсе исчезают на севере в

- Хадумском ущелье Сулака (у сел. Зубутль). Убывание карбонатности также заметно с востока на запад. В районе Чиркаты — Арак-меер отмечается появление грубого терригенного материала в виде кварцевых галечек от 3 до 10 мм. Фауна представлена следующими видами: *Exogyra subsinuata* Leum. var. *falciformis* Leum., *Alectryonia rectangularis* Roem., *Terebratulata acuta* Quenst., *T. valdensis* Lor., *T. aubersonensis* Pict., *Zeilleria villersensis* Lor., *Z. semistriata* Defr., *Rhynchonella multiformis* Roem. var. *rotundicosta* Jac. et Fal., var. *ardessica* Jac. et Fal., var. *castellanensis* Jac. et Fal., *Rh. gillieronii* Pict., *Rh. gillieronii* Pict. var. *longirostris* Pict., *Phyllobrissus renaudi* Des., *Botriopygus obovatus* d'Orb. Мощность готерива закономерно убывает с юга на север. . . . . от 116 до 47 м
- Варремский ярус 3.** Желтовато-серые плотные песчанистые и оолитовые известняки с прослоями мягких песчанистых мергелей. На севере у сел. Зубутль свита известняков замещается песчаниками. Фауна: *Columbellina maxima* Lorigol., *Pecten* cf. *goldfussi* Desh., *Lima* cf. *ruasilensis* Pict. et Camp., *Rhynchonella multiformis* Roem., *Pseudopyrina pygaea* Des., Crinoidea и др. Свита отнесена к нижнему баррему . . . . . от 23 до 40 м
- 4.** Рыхлые серые мергелистые глауконитовые песчанники с прослоями твердого песчанистого известняка. Фауна: *Nautilus neocomiensis* d'Orb., *N. pseudoelegans* d'Orb., *Natica prodoana* Vilan., *Astarte gigantea* Desh., *Trigonia subdaedalea* Rengg., *Panopaea gurgitis* Br. var. *a* Woods, var. *prevosti* Leum., *P. rhodani* Pict. et Roux, *Neithea atava* Roem. Эта фауна указывает на верхний баррем. Мощность от 25 м на севере, до 50—60 м на юге, где песчанники более грубозернистые.
- Аптский ярус 5.** Зеленовато-серые глауконитовые мергелистые песчанники с прослоями почковатых песчанистых известняков, местами с почками фосфоритов и обильной нижнеаптской фауной: *Cheloniceras cornuelli* d'Orb., *C. cornuelli* d'Orb. var. *pygmaea* Niksch., *C. seminodosum* Sinz., *C. seminodosum* Sinz. var. *naltschikensis* Niksch., *Deshayesites dechyi* Papp., *Matheronites ridzewskiyi* Karak., *Tropaeum hillsi* Sow., *Ancyloceras urbani* Neum. et Uhl., *Crioceras waageni* Anth., *Nautilus neocomiensis* d'Orb., *N. neckeri* Pict., *Pleurotomaria daghestanica* Anth., *Ringinella aptiensis* Pict. et Camp., *R. aimakensis* Pict., *Barbatia aptiensis* Pict. et Camp., *Cucullaea gabrieli* Leum., *Trigonia nodosa* Sow. var. *orbignyana* Lyc., *Tr. akuschaensis* Anth., *Tr. vectiana* Lyc., *Cyprina sowerbyi* d'Orb., *Thetironia stojanovi* Mordv., *Gerwillia alaeformis* Sow., *Perna mulleti* Leum., *Exogyra latissima* Lam., *Ex. aquilina* Leum., брахиоподы, *Toxaster argilaceus* d'Orb. и др. . . . . 2 м
- 6.** Буровато-серые мергелистые песчанники с уплотненными прослоями и конкрециями серого песчанистого известняка. Фауна: *Lytoceras voronovi* Spörk., *Cheloniceras tschernyschewi* Sinz., *Tropaeum* cf. *bowerbanki* Sow. Это, повидимому, верхи нижнего апта (бедульского подъяруса). Аналогов лавашинского горизонта однако не удалось встретить . . . . . около 75 м
- 7.** Рыхлые глинистые и мергелистые песчанники с прослоями и конкрециями твердого песчанистого мергеля. Фауна состоит из *Uhligella* cf. *zürcheri* Jac., *Cheloniceras tschernyschewi* Sinz., *Ch. waageni* Anth., *Acanthopliters aschiltiensis* Anth., *Ac. tobleri* Jac., *Crioceras ramososeptatum* Anth., *Cucullaea glabra* Park., *C. forbesi* Pict. et Camp., *Th. minor* Sow. var. *transversa* Rengg., зуби рыб и пр. Отнесение этой свиты к верхнему апту не вызывает сомнений от 70 до 100 м
- Альбский ярус 8.** Чередование довольно толстых пачек темносерых песчанистых известковистых глин и желтоватых рыхлых мергелистых, иногда глауконитовых песчани-

ков. В редких более твердых прослоях известковистых песчаников — характерная клансёйская фауна: *Acanthophites nolani* Seun., *Ac. nolani* Seun. var. *crassa* Sinz., *Ac. aplatanus* Sinz., *Gastropoda*, *Nuculana scapha* d'Orb. var. *curta* Mor'dv. и другие *Pelecypoda*. Мощность от 30 м на севере у сел. Зубутль до 85 м у Кхиута и даже до 200 м на юге у Ашильты.

9. Черные сланцеватые мергели с редкими и тонкими прослойками более твердых мергелей. Фауна: *Hoplites dentatus* Sow., *Neohoplites stylioides* Reppng., *Inoceramus concentricus* Park., *In. subsulcatus* Wiltsh. Дентатовая зона . . . . . 30—200 м
10. Чередование черных сланцеватых и более твердых дымчато-серых мергелей. Фауна: *Pervinqueria inflata* Sow., *Inoceramus concentricus* Park., *Aucellina parva* Stol., *Plicatula gurgilis* Pict. et Roux., *Eogyra canaliculata* d'Orb. Инфлятовая зона . . . . . 5—28 м
- 5—20 м

Вся толща нижнемеловых отложений в Северном Дагестане имеет мощность, закономерно убывающую от 680 м на юге (плато Арак-меер) до 322 м на севере (Хадумское ущелье). Известняковая фация в неокоме, хорошо выраженная на юге, сводится на севере к одной только нижней пачке валанжинских известняков. Важно отметить появление грубообломочных терригенных материалов в готеривских и барремских отложениях в юго-западной части района (Чиркаты и Арак-меер), чего не замечается севернее и восточнее. Это служит указанием на преобладающий принос терригенных материалов с юго-запада. По сравнению с Центральным Дагестаном еще резче наблюдается уменьшение мощности отложений (с 1280 до 322 м) и потеря карбонатности в неокоме (известняки от 100 до 30 м)

### Черные горы

Как это видно на геологической карте, нижнемеловые отложения на меридиане Сулака, вследствие развития ряда крупных складок, занимают между сел. Зубутль и Хунзахом полосу в 65—70 км шириной. Здесь сравнительно быстро происходит указанные выше изменения фаций. По мере движения к западу ширина этой сложной полосы уменьшается. Фации Центрального Дагестана еще наблюдаются у сел. Вотлих. Севернее в Веденском районе, по наблюдениям И. М. Карка и Б. А. Алферова (10, 12), разрез нижнего мела очень сходен с севернодагестанским. Для центрального участка Черных гор нижнемеловые отложения описаны кратко А. Н. Рябининым (1023) и Л. А. Гречишкиным (375). Согласно последнему автору, мощность песчано-глинистых по преимуществу отложений увеличивается до 1000 м. Кроме валанжина отмечается только одна пачка песчаных оолитовых известняков в нижнем барреме.

Гораздо более полный разрез нижнемеловых отложений дан В. П. Ренгартеном для долин Ассы и Камбилеевки (952, 956, 978). Сюда же относятся дополнительные наблюдения К. А. Прокопова (855) и более старые данные Н. И. Каракаша (564). Приведем этот разрез в сильно сокращенном виде, так как полные списки фауны были уже опубликованы (952).

Валанжинский ярус. 1. Свита темносерых песчанистых мергелей с прослоями твердых, несколько почковатых коричнево-серых известняков, особенно частых в средней части свиты. Местами эти прослои превращаются в ракушники. Фауна вполне характерна для нижней зоны валанжина (берриаса): *Negrelliceras negreli* Math., *Acanthophites transfigurabilis* Bogosl., *Neocomites* cf. *occitanicus* Pict. et Camp., *Aucella volgensis* Lahus., *Lima dubisiensis* Pict.

- et Camp., *Mediola gillieroni* Pict. et Camp., *Trigonia loewinsonlessingi* Kennng., *Rhynchonella cf. corallina* Leym. var. *neocomiensis* Jac. et Fall., *Toxaster granosus* d'Orb. . . . . 84 ж
2. Светлые палево-серые очень плотные яснослонистые известняки, местами переходящие в оолитовые разности. Встречены только *Terebratulata* sp. Условно — средний и верхний валанжия . . . . . 213 ж
- Готеривский ярус. 3. Зеленовато-серый крупный, но довольно твердый мергель с *Pholadomya nitida* Log Этот горизонт лишь условно включается в состав готеривского яруса . . . . . 64 ж
4. Вуровато-серые глауконитовые мергелистые песчаники со сравнительно редко встречающимися тонкими прослоями твердых известковистых песчаников. Вверху песчаный материал грубее, попадают галечки кварца до 3 мм в диаметре, внизу прослой скорее образованы песчаным известняком. Фауна собрана в нижней пачке дочковатых железистых известняков и указывает на нижний готерив: *Polyptichites cf. bidiv-hotomus* Leym., *Harpagodes desori* Pict. et Camp., *Cucullaea cornuelli* d'Orb., *Pecten galdfussi* Desh., *Hinnites renevieri* Pict. et Camp., брахиоподы . . . . . 171 ж
5. Мощная свита серых рыхлых мергелистых песчаников с прослоями более твердых известковистых песчаников, то встречающихся редко, то образующих пачки слоев в несколько метров. Фауна скорее всего говорит о верхнеготеривском возрасте; *Trigonia cf. ingens* Lucett., *Tr. caudata* Agass., *Iholadomya gigantea* Sow., *Perna sulcifera* Leym., *Perna mulletti* Desh., *Exogyra subbinuata* Leym. var. *carinato-plicata* Renng., *Ex. aquilina* Leym. var. *lamarcki* Renng. и др. . . . . 225 ж
- Барремский ярус. 6. Серые и желтоватые рыхлые мергелистые песчаники с частыми пачками твердых песчаных, обычно оолитовых известняков. Зерна кварца довольно крупные. Оолиты сильно железистые. Много глауконита. Вверху свиты наблюдается мощный горизонт мелкозернистого глинистого песчаника. Нижнебарремская фауна: *Simbirskites inostranzewi* Kar., *Pleurotomaria gigantea* Sow., *Pl. anstedii* Forbes, *Pl. daghestanica* Anth., *Trigonia abichi* Anth., *Tr. ornata* d'Orb., *Gervillia alaeformis* Sow., *Brachiopoda*, *Bryozoa*, *Discoides karakaschi* Renng., *Pseudodiadema bourgueti* Ag., *Spongia* и др. . . . . 86 ж
7. Рыхлые серые мергелистые песчаники с редкими прослоями твердых глауконитовых известковистых песчаников, в нижней части свиты переходящих в песчаные оолитовые известняки. Фауна — обычная для верхней части барремского яруса: *Nautilus neocomiensis* d'Orb., *Barbatia aptiensis* Pict. et Camp., *Trigonia nodosa* Sow. var. *orbigniana* Luc., *Tr. inguschensis* Renng., *Tr. subdaedalea* Renng., *Corbis corrugata* Sow., *Thetironia picleti* Kar., *Venus guli* Kar., *Panopaea gurgitis* Brongn. var. a Woods, *P. zechi* Maas, *Gervillia extenuata* Eichw., *Pecten rob.naldi* d'Orb., *P. archiaci* d'Orb., *Neithen daghestanensis* Renng., *Licatulula cf. placurae* Lam., *Rhynchonella gibbsi* Sow., *Bryozoa*, *Serpula*, *Toxaster* sp., *Crinoidea*. Мшанки часто переполняют породу . . . . . 139 ж
- Аптский ярус. 8. Слой серого и желтоватого мергелистого песчаника с уплотненными прослойками песчанного мергеля, местами переполненного окаменелостями и почками мергелистого фосфорита. Фауна низов нижнего апта: *Phylloceras haboreense* Coq., *Ph. haboreense* Coq. var. *elliptica* Renng., *Ph. rouxi* d'Orb., *Ph. ernesti* Uhl., *Costidiceras nodosostriatus* Uhl. var. *paucinodosa* Renng., *Aconeceras trautscholdi* Sinz., *Chelonicerias cornuelli* d'Orb. var. *pugnaea* Nicksch., *Motheronites ridzewskii* Karak., *Deshayesites dechyi* Papp, *Acrioceras furcatum* d'Orb., *Imerites densecostatus* Renng., *Hibolites uhligi* Schwetz., *Neohibolites longus* Schwetz., *Barbatia aptiensis* Pict. et Camp., *Aucellina caucasica* v. Buch., *A. pompeckii* Pavl., *Licatulula inflata* Sow. . . . . 2 ж
9. Рыхлые зеленовато-серые мергелистые глауконитовые песчаники с прослоями более твердых известковистых глауконитовых песчаников. Фауна нижнего апта, верхов бедульского подъяруса: *Uhligella subzurcheri* Kennng., *Chelonicerias cornuelli* d'Orb., *Ch. seminodosum* Sinz., *Ch. tchernyschewi* Sinz. var. *laticostata* Sinz., *Deshayesites cf. dechyi* Papp, *D. latilobatus* Sinz., *Hibolites uhligi* Schwetz.,



- Neoholites longus* Schwetz., *Aucellina aptiensis* d'Orb., *A. nassibianzi* D Sok. . . . . 47 м
10. Свита темно серых песчанистых глин с септариями и прослоями твердого мергеля и глинистого анкерита. В средней части свита становится более песчанистой, глины замещаются сырыми рыхлыми глауконитовыми песчаниками с уплотненными прослоями известковистых песчаников. Фауна верхнего апта, гаргаз кого подъяруса: *Phylloceras guettardi* Rasp. var. *gelmiensis* Renng., *Acanthophites subpelloceroides* Sinz., *Hololites uhligi* Schwetz., *Neoholites cf. longus* Schwetz. . . . . 58 "
- Альбский ярус. 11. Чередование горизонтов темносерых песчанистых глин и рыхлых мергелистых песчаников. В глинах встречаются септарии и тонкие прослои твердого серого мергеля и анкерита. В самом основании свиты — фауна клансейского горизонта: *Duvillierias cf. clausenense* Jacob, *Acanthophites nolani* Soun, *Ac. aplanatus* Sinz., *Inoceramus anglicus* Woods, *Nucula albensis* d'Orb., *Nuculana scapha* d'Orb. . . . . 170 "
12. Темносерые слегка песчанистые сланцеватые глины с тонкими более твердыми прослоями песчанистого мергеля и конкрециями или септариями твердого темносерого мергеля. Вверху фауна дентатовой зоны альба: *Hoplites dentatus* Sow., *Neoholites styloides* Renng., *Inoceramus concentricus* Park. . . . . 77 "
13. Темносерые сланцеватые известковистые глины, чередующиеся с тонкими слоями более светлого серого мергеля. Фауна верхней зоны альба: Crustacea, *Turrilites hugardi* d'Orb., *Pervinqueria inflata* Sow., *Aucellina gryphaenoides* Sow., *A. parva* Stolicz., *Pecten ninae* Karak., *Erygyra canaliculata* Sow., *Barbatia narzanensis* Renng. . . . . 8 "

На протяжении 160 км от Сулака до долины Ассы мощность нижнемеловых отложений возрастает от 680 до 1338 м. Если же проследить по ярусам судьбу отдельных свит, то становится ясным, что это увеличение мощности падает только на неокон. Апт-альбская свита в долине Ассы по своей мощности (377 м) и фациям не выходит из тех пределов, которые были установлены для Северного Дагестана (250—125 м). Для готерива и баррема по мере движения с востока на запад еще отчетливее, чем в пределах Дагестана, отмечается процесс замещения известняковых фаций гораздо более мощными песчаниковыми отложениями. Мощности этих ярусов с 216 м возрастают до 684 м. Валанжин остается карбонатным всюду, но мощность его к западу увеличивается с 40 м почти до 300 м. Начиная от сел. Ялхория в основании валанжина появляются мергелистые слои с головоногими, которые налегают на известняковый титон, по видимому, согласно. В Дагестане таких слоев нет, и валанжинские известняки подстилаются лагунной свитой и гипсами. Возникает вопрос, не охватывает ли там лагунная свита по времени не только титон, но и нижнюю часть валанжина.

### Северная Осетия

В пределах Осетии имеется только один сравнительно детально изученный разрез нижнего мела в бассейнах Гизель-дона и Фиэг-дона (В. П. Ренгартен, 1948). Участок в 40 км между Ассой и Гизель-доном, в частности район Военно-Грузинской дороги (951, 1049), неблагоприятен для изучения нижнего мела вследствие большого развития наносов. От Фиэг-дона до района Налъчика на протяжении 120 км имеются только очень отрывочные или устарелые данные о нижнемеловых отложениях в работах Э. Фавра (1302), Н. И. Каракаша (561, 564), И. Ф. Синцова (1348) и Н. Х. Платонова (829). Разрез нижнего мела в Тагаурской Осетии (1948) мы приводим в сокращенном виде, без перечисления всей най-

денной фауны, так как более полные списки по ярусам даются ниже для разреза в окрестностях Нальчика.

- Валанжинский ярус. 1. Мягкие серые песчанистые мергели, в средней части довольно частые прослои песчанистых сгустковых известняков с богатой фауной нижней зоны валанжина, из которых отметим: *Berriasella rjazanensis* Ven., *Acanthodiscus mabosi* Pict. et Campr., *Arca carteroni* d'Orb., *Grammatodon securis* Leym. var. *inguschensis* Mordv., *Trigonia ornata* d'Orb., *Lima royeri* d'Orb., *L. (Plagiostoma) carteroni* d'Orb., *L. (Acesta) longa* Roem., *L. (Mantellum) neocomiensis* d'Orb., *Pecten (Camptonectes) arzierensis* Lor., *Modiola monimullini* Pict. et Campr., *M. (Pharomytilus) gillieron* Pict. et Campr., *Rhynchonella* cf. *corallina* Leym. var. *neocomiensis* Jac., *Tozaster granosus* d'Orb. Мощность возрастает с юга на север . . . . . от 120 до 180 м
2. Толстослоистые палевые и светлосерые псевдооолитовые известняки, иногда и настоящие оолитовые и даже пизолитовые известняки с ооидами до 10 мм в диаметре. Органические остатки представлены *Ptygmatis neisatzensis* (Vogdt) Pchel., *Pt. longa* Pchel. и фораминиферами (*Globigerina*, *Textularia*, *Rotalia*, *Miliolidae*). Возраст — средний и верхний валанжин. Мощность . . . . . около 200 м
- Готеривский ярус. 3. Рыхлые серые глинистые и мергелистые песчаники с прослоями твердого буровато-серого известковистого песчаника. В основании свиты наблюдается пачка слоев почковатых песчанистых известняков с зернами глауконита. Фауна: *Leopoldia* sp., *Dicroloma* cf. *robinalthi* d'Orb., *Pecunculus marulensis* Leym., *Alectryonia macroptera* Sow. Мощность увеличивается с севера на юг . . . . . от 310 до 370 м
- Барремский ярус. 4. Мощная свита желтоватых рыхлых мергелистых песчаников, богатых окислами железа. Твердые прослои песчанистого оолитового известняка. Из фауны назовем: *Protocardia coulomi* Rollier, *Thetronia prestensis* Pict. et Campr., *Gervillia extenuata* Eichw. Мощность на протяжении 7 км с севера на юг увеличивается . . . . . от 190 до 270 м
- Аптский ярус. 5. Рыхлые серые мергелистые песчаники с уплотненными прослоями — нижний апт . . . . . 20 м
6. Мягкие серые песчанистые мергели с прослоями известковистых песчаников и конкрециями твердого мергеля и глинистого сидерита (септарии), почки пирита (марказита) и фосфорита. Фауна гаргазского подъяруса: *Tetragonites dwali* d'Orb. var. nov., *Phylloceras moreli* d'Orb., *Latidorsella akuschensis* Anth. var. nov., *Chelonicerias martini* d'Orb. var. *orientalis* Jacob, *Ch. subnodosocostatum* Sinz. var. *pusilla* Sinz. . . . . 50 м
- Альбский ярус. 7. Мягкие серые песчанистые мергели и глины, прослои твердых мергелистых песчаников. Фауна клансейская: *Latidorsella* cf. *akuschaensis* Anth., *Acanthophiles* cf. *aschiltzensis* Anth. . . . . 115 м
8. Черные сланцеватые глины с *Neohibolites* cf. *stylioides* Renng. . . . . 20 м
9. Серые хрупкие мергели с тонкими прослойками доломитизированного известняка . . . . . 5 м

Общая мощность нижнего мела в пределах Северной Осетии колеблется от 1090 м в северных полосах до 1170 м в южных. Она несколько уменьшается по сравнению с бассейном р. Ассы (1358 м). При этом аптские, альбские и готеривские отложения заметно уменьшаются в мощности, барремские остаются почти без перемен, а мощность валанжина в Осетии даже несколько возрастает. Во всех нижнемеловых разрезах органогенная известняковая фация валанжина является наиболее устойчивой. В противоположность другим карбонатным свитам она не уменьшается, а увеличивается в мощности с востока на запад. Увеличение мощ-

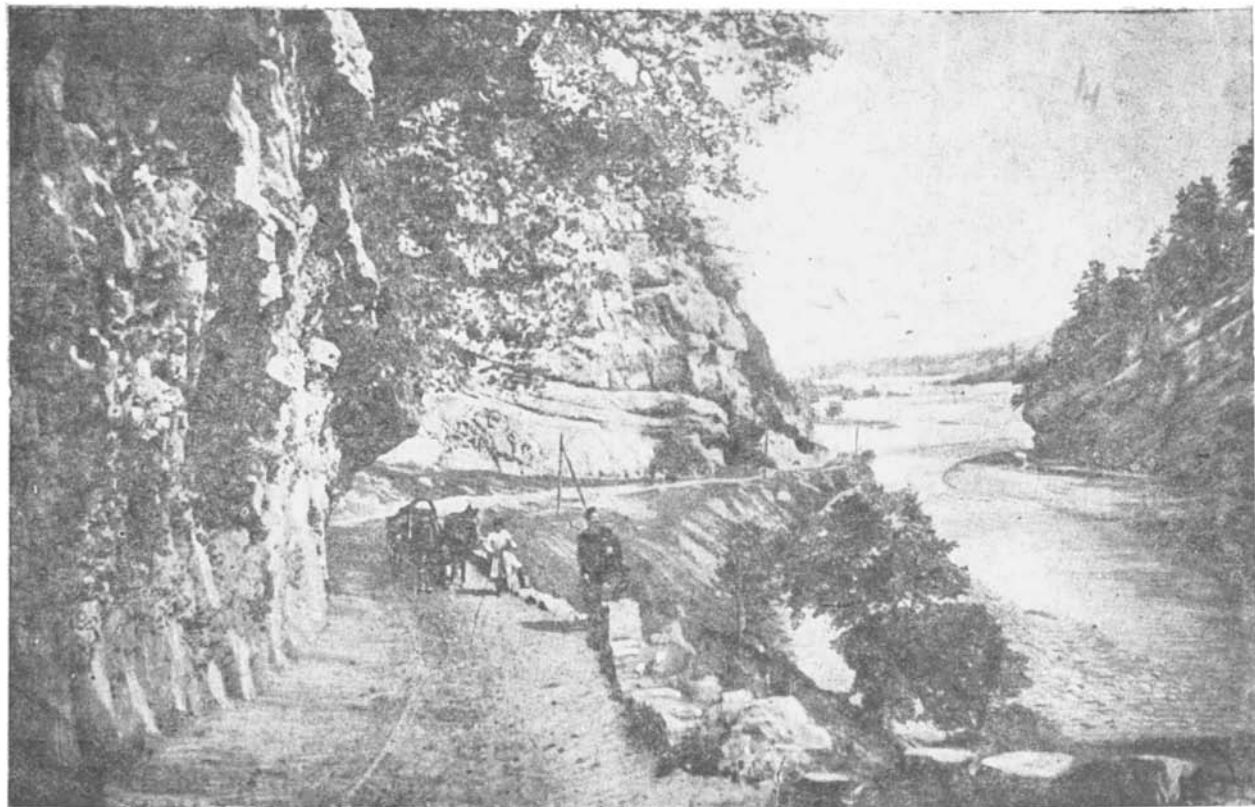


Фото 7. Валажжиские известняки по р. Ардону в районе Алагира.

ности терригенных отложений валанжина с юга на север говорит о том, что этот материал приносился с севера. Обратные соотношения для мощностей осадков готерива и баррема указывают скорее всего на то, что в это время произошло некоторое смещение к югу зоны наибольшего накопления осадков.

### Нальчикский район

В пределах Кабардинской автономной области полоса нижнемеловых отложений прослеживается на протяжении 75 км и, благодаря сравнительно пологим падениям, заметно расширяется. Несмотря на развитие густой лесной растительности, разрез нижнего мела в окрестностях Нальчика был очень детально изучен В. П. Ренгартеном. До сих пор им опубликованы лишь краткие данные об этих отложениях (952, 962, 963, 965, 966, 967, 969). Монографическая обработка огромных палеонтологических коллекций еще не закончена. Результаты ее частично приводятся в работах Д. Н. Соколова (1350), В. Ф. Пчелинцева (908), Т. А. Мордвилко (760) и В. П. Ренгартена (978). Богатство фауны и ее прекрасная сохранность почти во всех горизонтах исключительны даже для Кавказа.

Для нижеприводимого разреза, кроме указанных работ и краткой сводки (825), использованы данные большой работы В. П. Ренгартена, подготовленной к печати. В этой работе даны полные списки фауны всех классов для 14 горизонтов нижнемеловых отложений окрестностей Нальчика. Общее количество видов превышает 1300. Отдельные ярусы охарактеризованы: валанжин — 124, готерив — 415, баррем — 387, алт — 281, альб — 111 видами. Обилие головоногих позволяет точно установить возраст не только ярусов и их отделов, но и зон и параллелизовать их с зонами западноевропейских стандартных схем<sup>1</sup>.

Количество экземпляров фауны, послуживших для составления этих списков, для некоторых ярусов превышает 2000. Это позволяет установить преобладание тех или иных классов в различных горизонтах, а стало быть, делать заключения о тонких фациальных особенностях морского бассейна для разных моментов его жизни. Наконец, такое полное отражение состава фауны позволяет отчетливо проследить влияние миграций организмов из других областей и провинций. Все это делает нальчикский разрез эталонным для значительной части Северного Кавказа.

К сожалению, в настоящем издании мы лишены возможности дать сколько-нибудь полную палеонтологическую характеристику тех стратиграфических единиц, которые фигурируют в приводимом ниже разрезе нижнего мела в окрестностях Нальчика.

1. Валанжинский ярус. Свита серых мергелей, местами сланцеватых, местами слабопесчанистых, с почковатыми прослоями более твердого светлосерого известняка. Фауна нижней зоны валанжина: головоногие — *Spiticeras* (*Negreliceras*) *negreli* Math., *Berriasella rjasanensis* (V o r.) Nik., *B. subriasanensis* Nik., *Thurmannia* cf. *brissieri* Pict., *Acanthodiscus transfigurabilis* Bog., *Pseudobelus bipartitus* Bl.; брюхоногие — *Tylostoma submaticoide* Pchel., пелециподы — *Nuculana subscapha* Mordv., *Barbatia raulini* d'Orb., *Trigonia loevinsonlessingi* Renng., *Pholadomya trigeri* Cott., *Aucella vulgensis* Lahus., *Plagiostoma dubisiense* Pict. et Camp., *Pecten* (*Chlamys*) *lardyi* Pict. et Camp., *P. (Camptonectes) cottaldi* d'Orb., *Neithea simplex* Mordv. sp. nov. (in litt.), *Prohinnites*

<sup>1</sup> S. W. Muller and H. G. Schenck. Standard of Cretaceous System. Bull. of the American Association of Petroleum Geologists, vol. 27, № 3. pp. 262 — 278, 7 figs., 1943.

- renewieri* Pict. et Camp., *Exogyra tombecki* d'Orb., *Arctostrea rectangularis* Roem., *Arcomytilus couloni* Marc.; плеченогие — *Septaliphoria reungarteni* Moiss., *Rhynchonella multiformis* Roem. var. *contractoides* Jac. et Fall.; разных классов — *Serpula richardi* Leym., *Pedinothuria* (?) *valanginensis* Renng. sp. nov. (in coll.), *Toxaster granosus* d'Orb. . . . . от 15 до 25 м
2. Свита твердых, грубослонистых светлых и палевых известняков. В средней части есть горизонт мергелистых известняков. Фауна очень скудная: *Purpuroidea reungarteni* P. & C., *Nerinea subbaidarensis* P. & C., *N. angustilonga* P. & C., *N. reungarteni* P. & C., *Phaneroptyxis valanginensis* P. & C., *Arctostrea rectangularis* Roem., *Lithodomus oblongus* d'Orb.; *Pygopyrina incisa* Agass.; по положению — это эквивалент среднего и верхнего валанжина . . . . . от 100 до 170 м
- Готеривский ярус 3. Серые рыхлые мергелистые песчаники с прослоями твердых известковистых песчаников. Прослой и пачки из нескольких слоев почковатых песчанистых известняков. Местами скопления желвачков мергелистого фосфорита. Фауна нижнего готерива: головоногие — *Iolyptychites* cf. *enruptychoides* Spath., *Dichotomites bidichotomus* Leym., *Neoceraspites grotriani* Weerth, *Astiera astieri* d'Orb., *A. jeannoti* d'Orb. var. *crassissima* Weg., *Lyticoceras planicosta* Koen., *L. bifalcatum* Koen., *L. amblygonium* Neum. et Uhl., *Acanthodiscus radiatus* Brug. et var., *Oostrella cultrata* d'Orb., *Nautilus pseu oelegans* d'Orb., *N. neocomiensis* d'Orb. var., *Hibolites longior* Schw.; брюхоногие — *Pleurotomaria bourgueti* Lor. и другие виды *Pleurotomaria*, *Proscala neocomiensis* Lor., *Pr. albensis* d'Orb., *Harpagodes desori* Pict. et Camp.; пелециподы — *Grammatodon securis* Leym., *Cucullaea gresslyi* Lor., *C. cornuoli* d'Orb., *Trigonia earinata* Agass., *Tr. harpa* Leym., *Sphaera corrugata* Sow., *S. cordiformis* Leym., *Thetironia renewieri* Lor., *Integricardium deshaesi* Lor., *Panopaea gurgitis* Brongn., *Pholadomya minuta* Lor., *Avicula cottaldi* d'Orb., *Aucella crassicolis* Keys., *A. borealis* Pavl., *A. keyserlingi* Lahus., *Perna mulleti* Desh., *Inoceramus neocomiensis* d'Orb., *Lima gemmata* Pict. et Camp., *L. royeriana* d'Orb., *Limatula tombecki* d'Orb., *Pecten* (*Chlamys*) *robinaldi* d'Orb., *P. (Chlamys) archiaci* d'Orb., *Neithea atava* Roem., *Prohinnites renewieri* Pict. et Camp., *Arctostrea rectangularis* Roem., *Exogyra subsinuata* Leym. et var. *falciformis* Leym. var. *carinato-plicata* Renng., *Ex. minor* Coq.; плеченогие, черви — *Serpula richardi* Leym., *S. antiquata* Sow., *S. gordialis* Schl., *S. volubilis* Goldf., *Galeraria neocomiensis* Lor.; иглокожие — *Cidaris autissiodorensis* Cott., *Hypsalenia stellulata* Agass., *Rachiosoma paucituberculatum* Gras., *Tetragramma dubium* Gras., *Holcypus macropygus* Agass., *Pygopyrina incisa* Agass., *Pygorhynchus obovatus* Agass., *P. minor* Agass., *Phyllobrissus renaudi* Agass., *Toxaster amplus* Desor, *T. granosus* d'Orb., *Corthya jaccardi* Desor; губки — *Siphonocoelia neocomiensis* From., *Elastostoma acutimargo* Roem., *Discoelia glomerata* From., *D. (Ieronidella) dumosa* From. . . . . от 37 до 75 м
4. Рыхлые серые мергелистые песчаники с прослоями твердого известковистого песчаника. Фауна верхнего готерива: головоногие — *Ihoceras stuckenbergi* Karak., *Phyllopauchyceras eichwaldi* Karak., *Holcodiscus incertus* d'Orb., *Astera jannoti* d'Orb. var. *crassissima* Weg., *Simbirskites* aff. *auerbachi* Eichw., *Lyticoceras amblygonium* Neum. et Uhl., *Leopoldia leopoldi* d'Orb., *L. lorioli* Baum., *L. buxtorfi* Baum., *Crioceratites nolani* Kil., *Cr. sablieri* Ast., *Aegocrioceras seleyi* Neum. et Uhl., *Nautilus pseudoelegans* d'Orb., *Duvalia lata* Bl.; брюхоногие — *Pleurotomaria eichwaldi* Karak. и другие *Pleurotomaria*, *Dicroloma* (*Perisoptera*) *gasulae* Coq.; пелециподы — *Cucullaea glabra* Park. var. *fibrosa* Sow., *Barbatia raulini* Leym., *Trigonia ingens* Lyc., *T. nodosa* Sow. var. *wollemanni* Mordv., *T. carinata* Agass. и другие *Trigonia*,

*Astarte beaumonti* Leym., *A. obovata* Sow., *A. baksanensis* Mordv., *Sphaera corrugata* Sow., *Lucina (Phacoides) rouyana* d'Orb., *Cyprimeria (Cyclorisma) vcnoperana* d'Orb., *Clementia (Flaventia) brongnarti* Leym., *Panopaea robinaldi* d'Orb., *Pholadomya gigantea* Sow., *Aucella solida* Lah., *A. unschensis* Pall., *Pinna sulcifera* Leym., *Neithea baksanensis* Mordv. sp. nov. (in litt.), *Exogyra aquilina* Leym.; плеченогие, черви — *Serpula gastrochaenoides* Leym. и др.; иглокожие — *Hyposalenia stellulata* Agass., *Tetragramma dubium* Gras, *Rachiosoma paucituberculatum* Gras, *Isammechinus hiselyi* Desor, *Discoides karakaschi* Renng., *Astrolampas salevensis* Lor., *Pugorhynchus minor* Agass., *Toraster broncoensis* Lor., *Corthya ovulum* Desor, *C. jaccardi* Desor; губки — *Discoelia monilifera* Roem., *Elasmoierea sequana* Roem. и пр. . . . . от 50 до 130 м

- Барремский ярус 5. Рыхлые серые и желтоватые среднезернистые мергелистые песчаники с прослоями почковатых песчанистых известняков. Эта свита местами покрывается вышележащей свитой трансгрессивно и тогда является неполной. Обильная фауна нижнего баррема: головоногие — *Phylloceras ponticuli* Kar., *Lytoceras subsequens* Kar., *L. eichwaldi* Kar., *Simbirskites inversus* M. Pavl., *S. subinversus* M. Pavl., *S. kowaleuskii* A. Pavl., *S. coronatiformis* M. Pavl., *Craspedodiscus subphillipsi* Werth, *C. caucasicus* Renng. sp. nov. (in coll.), *C. narcastensis* Renng. sp. nov. (in coll.), *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb., *P. stanislasi* Torc., *Nautilus neocomiensis* d'Orb. var., *Hibolites subfusiformis* Rasp., *H. minaret* Rasp., *Oxyteuthis jasikowi* Lah.; брюхоногие *Pleurotomaria bourgueti* Lor., *Pl. phidias* d'Orb. и другие *Pleurotomaria*, *Tylostoma depressum* Pchel., *Columbellina neocomiensis* d'Orb.; пелециподы — *Cucullaea glabra* Park. var. *fibrosa* Sow., *Trigonia nodosa* Sow., *Tr. abichi* Anth. var. *renngarteni* Mordv. var. nov. (in litt.), *Cyprina erviensis* Leym., *Cyprimeria parva* Sow., *Panopaea gurgitis* Brongn. var. *placata* Sow., *Gervillia alaeformis* Sow., *Spondylus roemeri* Desh., *Exogyra aquilina* Leym., *Ex. aquilina* Leym. var. *lamarcki* Renng. var. *bicarinata* Defr., *Ex. minos* Coq; плеченогие — *Rhynchonella gibbsi* Sow. var. *bedouliensis* Jac. et Fall., *Rh. multiformis* Roem. var. *ardesica* Jac. et Fall.; черви, иглокожие — *Cidaris cherenensis* Savin., *Plegiocidaris punctata* Roem., *Pl. biassalensis* Web., *Pseudocidaris clunifera* Agass., *Hyposalenia stellulata* Agass., *Phymosoma loryi* Gras, *Ph. perroni* Cott., *Tetragramma dubium* Gras, *Psammechinus rathieri* Cott., *Discoides karakaschi* Renng., *Photaster collegnoi* Sism. var. nov.; губки — *Discoelia porosa* From., *D. gillieronii* Lor., *D. perroni* From., *D. glomerata* From., *Elasmostoma neocomiense* Lor., *Cupulochonia cupuliformis* From., *C. culoni* d'Orb. . . . . от 40 до 75 м

6. Чередование пачек рыхлых и более плотных мергелистых песчаников. Прослой твердого грубозернистого известковистого песчаника. Окраска пород серая, желтоватая и красноватая. Фауна верхнего баррема была встречена, главным образом, в верхних слоях: головоногие — *Lytoceras simpheopolitanum* Kulj.-Vor., *Tetragonites crebrisulcatus* Uhl., *Costidiscus recticostatus* d'Orb., *Phyllopaceras eichwaldi* Kar., *Ph. prendeli* Kar., *Barremites vocontius* Saun., *Matheronites cf. feraudi* d'Orb., *M. soulieri* Math., *Paracrioceras denckmanni* Коен., *Hemicrioceras rude* Коен., *Ancylloceras hammatoptylum* Uhl., *Nautilus neckeri* Pict., *N. neocomiensis* d'Orb., *Hibolites jaculiformis* Schw.; брюхоногие — *Pleurotomaria daghestani* a Anth., *Pl. ultraconica* Pchel., *Solarium subornatum* Pchel., *Metacerrithium sablyense* Pchel.; пелециподы — *Cucullaea cornueli* d'Orb., *Barbatia aptiensis* Pict. et Camp., *Trigonia subdaedalea* Renng., *Tr. inguschensis* Renng., *Tr. nalischiensis* Mordv., *Tr. abichi* Anth. и другие *Trigonia*, *Astarte transversa* Leym., *A. cantabrigensis* Woods, *A. renngarteni* Mordv., *Sphaera corrugata* Sow., *Protocardia spaeroides*

Forb., *Cyprinaria (Cyclorisma) parva* Sow., *Plectomya marulensis* d'Orb., *Ganypaea curta* Agass., *P. zechi* Maas, *Oxytoma cornuoli* d'Orb., *Aucella kryserlingi* Lah., *Gervillia caucasica* Khud. sp. nov. (in coll.), *Pecten (Chlamys) robinaldi* d'Orb. var. *interstriata* Leym. и другие *Pecten*, *Neithea daghestanensis* Renng., *Plicatula carteroni* d'Orb., *Exogyra latissima* Lam.; плеченогие — *Rhynchonella gibbsi* Sow. var. *bedouliensis* Jac. et Fall., *Rh. multiformis* Roem. var. *ardesica* Jac. et Fall.; черви — *Serpula antiquata* Sow., *S. vermes* Sow., *Galeolaria neocomiensis* Log.; иглокожие — *Plegiocidaris punctata* Коём., *Hemitradema jaasi* Renng. sp. nov. (in coll.), *Tetragramma dubium* Gras, *Discoides decoratus* Desor, *Catopygus nasutus* Desor, *Miocraster ri-ordeani* Cott., губки и пр. . . . .

до 120 м

▲ Птский ярус. 7. Рыхлые серые мергелистые песчаники с двумя прослойками более твердого песчаника и слоем фосфоритовых почек. Обильная фауна самой нижней зоны нижнего апта: головоногие — *Phylloceras ponticuli* Kar., *Ph. Porphyroceras baborense* Coq., *Ph. baborense* Coq. var. *elliptica* Renng., *Lytoceras phestum* Math., *Costidiscus recticostatus* d'Orb., *Ptychoceras emerici* d'Orb., *Pt. minimum* Roukh., *Saynella termieri* Kil. et Reb., *Matheronites ridzewskyi* Kar., *Chelonicerus cornuoli* d'Orb. var. *pygmaea* Nicksch., *Tropaeum hillsi* Sow., *Tr. subsibirskiense* Sinz., *Acricoceras furcatum* d'Orb., *Heteroceras emerici* d'Orb., *H. bifurcatum* d'Orb., *H. tardicum* Kil., *H. elegans* Rukh., *Colchidites naltshikensis* Renng. sp. nov. (in coll.), *C. amplexus* Renng. sp. nov. (in coll.), *Imerites densecostatus* Renng., *Nautilus neckeri* Pict., *Hibolites jaculum* Phill., *H. jalauri* Uhl., *Mesohibolites uhligi* Schwez., *M. beskidensis* Uhl., *M. elegans* Schwez., *M. moderatus* Schw., *M. longus* Schwez., *M. naltshikensis* Krymг., *Neohibolites ewaldi* Stoll; брюхоногие — *Turbo cossmanni* Pchel. и другие *Turbo*, *Solarium commune* Pchel. и другие *Solarium*, *Pseudomelania turrata* Pchel., *Aporrhais caucasica* Pchel., *Dicroloma (Perissoptera) gasulae* Coq.; пелециподы — *Cucullaea subcornuoli* Mor dv., *Cyprinaria parva* Sow., *Miocraster ricordenii* Cott. и др. . .

до 4 .

8. Серые рыхлые мергелистые песчаники с шаровыми конкрециями и почками твердого мергеля. Значительные пачки темных песчаных глин. Фауна верхов бедульского подъяруса: головоногие — *Costidiscus recticostatus* d'Orb., *Destoceras akuschaense* Anth., *Aconeceras trautscholdi* Sinz., *Deshayesites dechy* Papp, *D. weiss* Neum. et Uhl., *D. consobrinus* d'Orb., *D. consobrinoides* Sinz., *Chelonicerus cornuoli* d'Orb., *Ch. cornuoli* d'Orb. var. *pygmaea* Nicksch., *Ch. seminodosum* Sinz., *Parahibolites inflexus* Stoll; брюхоногие — *Confusiscala dupiniiformis* Pchel., *Cyrsocerithium aptiense* d'Orb., *Ringinella aimakensis* Pchel.; пелециподы — *Plicatula inflata* S. Ф. и др. . . . .

от 46 до 80 .

9. Толща рыхлых серых мергелистых песчаников с крупными почковатыми стяжениями твердого серого песчанистого известняка. Есть прослойки твердого зеленого глауконитового песчаника и белого рыхлого песка. Фауна гарагского подъяруса: головоногие — *Phylloceras thelis* d'Orb., *Salfeldia guettardi* Rasp., *Uhligella zurcheri* Jac. et Tobl., *Aconeceras trautscholdi* Sinz., *Dufrenoyia furcata* Sow., *Parahoplites melchioris* Anth., *P. multicostatus* Sinz., *Acanthoplites abichi* Anth., *Ac. aschiltaiensis* Anth., *Ac. tobleri* Jac., *Ac. tobleri* Jac. var. *discoidalis* Sinz., *Ac. subpeltoceroioides* Sinz., *Ac. gargasensis* d'Orb. var. *aptiense* Roch., *Chelonicerus subnodocostatus* Sinz., *Ch. tschernyshevii* Sinz., *Acricoceras furcatum* d'Orb., *Crioceras pavlowi* Wassil., *Neohibolites ewaldi* Stoll; брюхоногие — *Turbo khiani* Fall., *Trochus guelferbytanus* Woll., *Solarium chalmasi* Fall., *Natica gaultina* d'Orb., *Claviscala clementina* Mich., *Confusiscala dupini* d'Orb., *Trajanella pontica* Pchel., *Cyrsocerithium subspinosum* Desh., *Apor-*

*rhis gardneri* P. cel., *Dicroloma (Perissopleura) cingulata* Pict. et Roux, *Avellana ovula* d'Orb.; пелециподы — *Nucula albensis* d'Orb., *N. pectinata* Sow., *Nuculana scapha* d'Orb., *Grammatodon carinatus* Sow., *Pectunculus subloevs* Sow., *Trigonia nodosa* Sow. var. *karakaschi* Mordv., *Tetironia caucasica* Anth., *Avellana caucasica* Buch., *Plicatula gurgitis* Pict. et Roux и др. . . . .

до 230 м.

Альбский ярус 10. Толща серых и буроватых мергелистых рыхлых песчаников с линзами и прослоями твердых известковых песчаников, а также с шарообразными конкрециями твердого песчанистого мергеля. Прослой темных песчанистых глин. Свита на коротких протяжениях резко меняет свою мощность, повидимому, вследствие размывания до отложения дентатовой зоны. До самых верхов встречается только фауна клансейского горизонта. Гардефуркатовая зона отсутствует. Головоногие — *Acanthoplites nolani* Seun., *Ac. abichi* Anth., *Ac. aschiltzensis* Anth., *Ac. cf. uhligi* Anth.; брюхоногие — *Natica pluralis* P. cel., *Avellana vubrayeana* d'Orb.; пелециподы — *Nuculana scapha* d'Orb. var. *curta* Mordv., *Cuvillaea glabra* Park., *Pectunculus umbonatus* Sow., *Trigonia aliformis* Park., *Astarte caucasica* Mordv., *Cardium abbestoni* Forbes, *Tetironia minor* Sow., *Cyprieneria parva* Sow., *Avellana nassibianci* Sok. A. *renngarteni* Sok.

от 90 до 200 .

11. Черные сланцеватые глины, иногда слабо песчаные и известковистые. Фауна дентатовой зоны альба: *Helicoceras asveri* d'Orb., *Hoplites dentatus* Sow., *Neohololites minimus* List., *Inoceramus concentricus* Park., *Barbatia narzanensis* Renng.

до 26 .

12. Черные сланцеватые глины, в некоторых слоях слабо карбонатные. Фауна верхвей, инфлятовой зоны альба (вкрайонского подъяруса): *Scaphites meriani* Pict. et Camp., *Hamites armatus* Sow., *H. attenuatus* Sow., *H. virgulatus* Brongn., *Puzosia communis* Spath, *Pervinqueria inflata* Sow., *Neohololites stylloides* Renng., *Inoceramus concentricus* Park., *Avellana griffaeoides* Sow., *Pecten ninae* Kar., *Plicatula gurgitis* Pict. et Roux. . . . .

3 .

Несмотря на большое расстояние (до 130 км), отделяющее Нальчикский район от бассейна рр. Ассы и Гизель-дона, фациальные изменения нижнемеловых отложений на этом протяжении невелики. Общая мощность нижнего мела (760—1148 м) несколько меньше, чем в более восточных районах. По отдельным ярусам можно отметить ряд изменений. В альбских отложениях Нальчикского района песчаный материал начинает играть несколько большую роль, чем глинистый; это сказывается в увеличении мощности клансейского горизонта. Средний и верхний альб сохраняют глинистую фаццию. Значительно увеличивается мощность аптских отложений: 300 м вместе 70 и 105 м на востоке. Мощные песчаники развиваются в верхних горизонтах гаргасского подъяруса. Барремская свита фациально мало изменяется, происходит только небольшое уменьшение мощности песчаниковой толщи и ее карбонатности. Готеривские отложения заметно уменьшаются в мощности: с 300—400 м до 200 и 87 м. Грубые песчаники сохраняются только в верху свиты, в низах много прослоев известняков, которые включают богатую аммонитовую и пелециподовую фауну. Валанжинская известняковая свита уменьшается в мощности до 200 и 115 м; несколько изменяется и характер нижнего валанжина — в Нальчикском районе в нем почти нет песчаного материала.

По вопросу о направлениях поступления и разноса терригенных материалов следует отметить, что в аптское и нижнеальбское время Нальчикский район лежал ближе к источнику поступления терригенных материалов, чем район р. Ассы и Осетия. В готеривское время максимальное



накопление было в Ассинском районе, а для нижнего валанжина — в восточной части Осетии. По всем данным, песчаный материал приносился с севера. Впрочем, для нижнего валанжина на левобережье р. Черема можно отметить быстрый переход от мергельной фации к песчаной в направлении с северо-востока на юго-запад, что служит указанием на существование островов в зоне срединной геосинклинали Главного хребта.

### Кисловодский район

Несмотря на то, что данные о нижнемеловых отложениях Кисловодского района приводятся многими исследователями, до последнего времени этот классический по своей ясности, полноте и обилию ископаемых

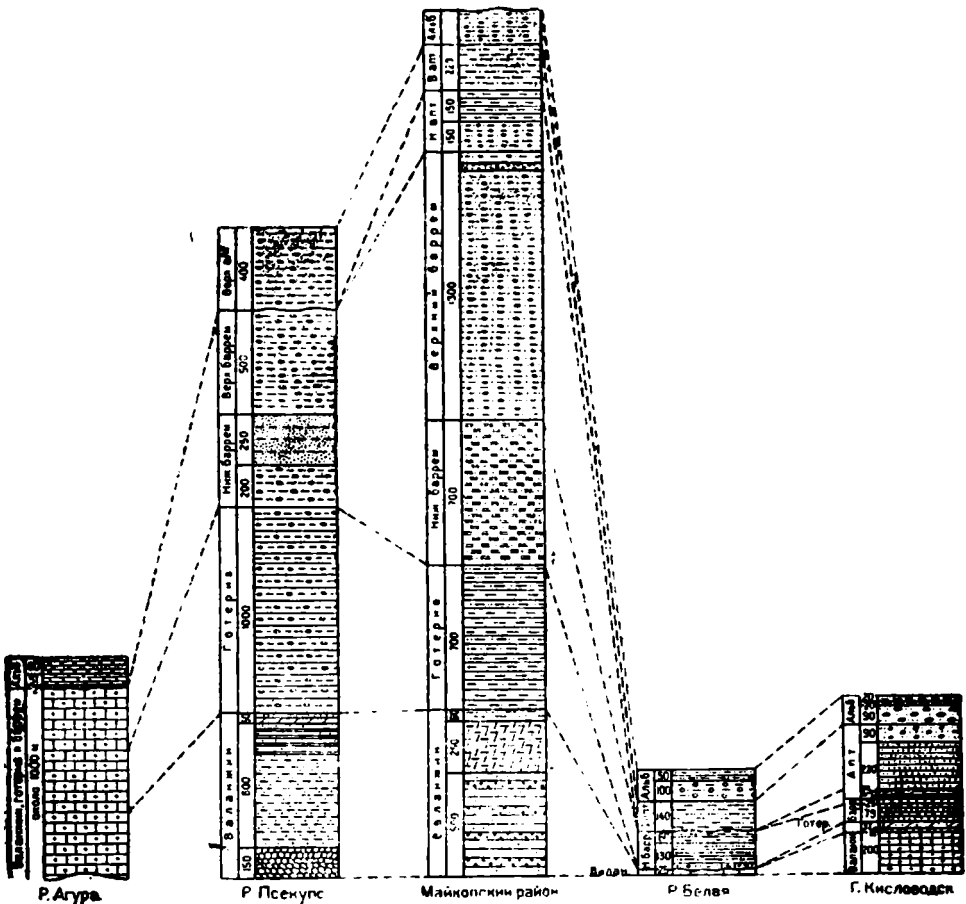


Рис. 8. Стратиграфические разрезы нижнего мела Западного Кавказа.

разрез оставался недостаточно полно описанным. Недавно вышли работы Г. А. Мордвилко (759, 761), на основании которых, а также палеонтологических монографий этого автора (760) и, наконец, новых материалов М. В. Муратова, составлен приводимый ниже разрез. Использованы также работы Э. Эйхвальда (1300), Г. Абиха (2, 1270, 1279), Э. Фавра



Фото 8. Водопад на р. Ольховке близ Кисловодска. Известняки-ракушники нижнего готерива.

(1302), С. Симоновича. Л. Бацевича и А. Сорокина (1051, 1052), Л. Држ (1298), Н. И. Каракаша (561, 564), Д. Антула (1287), А. А. Стоянова (1117), А. Н. Огильви (784, 786), П. Н. Чирвинского (1225), Д. Н. Соколова (1350), И. Ф. Синцова (1058, 1346, 1347, 1348), А. П. Герасимова (304, 312, 320), А. Я. Затворницкого (513), В. Ф. Пчелинцева (901, 902) и В. П. Ренгартена (952). Большие палеонтологические коллекции А. Н. Огильви и В. П. Ренгартена еще далеко не обработаны, особенно в отношении головоногих, и потому лишь отчасти могли быть учтены. Выделенные Т. А. Мордвилко сто с лишним горизонтов сгруппированы в следующие свиты (рис. 8).

**Валанжинский ярус. 1.** Свита известняков, представляющая сверху чередование палео-серых оолитовых, псевдооолитовых органогенных и обломочных, более или менее доломитизированных, часто пористых известняков; внизу известняки более однородные плотные, сильно доломитизированные. Нижние горизонты сильно песчанистые. Фауна валанжинского яруса сосредоточена главным образом в верхней половине свиты: *Pycnodus couloni* Agass., *Thurmannia cf. turmanni* Pictet, *Phasianella peroni* Choffl., *Purpuroidea longa* Pčel., *Leviathania gerassimovi* Pčel., *Natica gerassimovi* Pčel. и другие *Natica*, *Tylostoma subnaticoide* Pčel., *Nerinea subfumifera* Pčel., *N. triptaxis* Pčel. и другие *Nerinea*, *Itieria rugifera* Zittel, *Pseudonerinea valanginensis* Pčel., *Aporrhais valanginensis* Pict. et Camp., *Grammatodon securis* Leym. var. *major* Leym., *Gr. kabardinensis* Mordv., *Trigonia tepikhensis* Mordv., *Pholadomya valanginensis* Pict. et Camp., *Gervillia alaeformis* Sow., *Peeten khobensis* Kar., *P. sanctae crucis* Pict. et Camp., *Lima etalloni* Pict. et Camp. и др. от 100 до 200 м

**Готеривский ярус. 2.** Рыхлый песчанистый мергель, заключающий внизу пачку слоев почковатых железистых известняков-ракушников с богатой фауной нижней зоны готерива: *Lytoceras subsequens* Kar., *Acanthodiscus radiatus* Brug., *Ac. radiatus* Brug. var. *praematura* Rennig. var. nov. (in coll.), *Polyptichites bidichotomus* Leym., *Astieria klaatschi* Weg., *A. sharpei* Karak. var. *densituberculata* Rennig. var. nov. (in coll.), *Nautilus neocomiensis* d'Orb., *Pleurotomaria renngarteni* Pčell. и другие *Pleurotomaria*, *Cucullaea ischerekensis* Mordv., *Trigonia subinguschensis* Mordv., *Tr. kabardinensis* Mordv., *Cyprina hernensis* Leym., *Panopaea recta* d'Orb., *Gervillia alaeformis* Sow., *Erogura subsinuata* Leym., *Modiola ligeriensis* d'Orb.; плеченогие; морские ежи — *Pseudodiadema bourgueti* Des., *Psammochinus fallax* Des. var. *rathieri* Cott., *Toxaster complanatus* Agass., *Holaster grasi* d'Orb., *Botryorhynchus obovatus* d'Orb., *Phyllobrissus gresslii* Cott. Мощность известняков-ракушников 2,5—3 м, мощность всего нижнего готерива . . . . . 9—12 .

**3.** Серые рыхлые мергелистые песчаники с несколькими прослоями почковатых известняков-ракушников. Один из этих прослоев называется „каптажным“, так как он составляет дно каптажного колодца Нарвана. Фауна верхнего готерива: *Crioceratites nolani* Kil., *Leopoldia leopoldi* d'Orb., *Pholadomya elongata* Münst., *Hinnites leymeri* Pict., *Lima (Mantellum) parallela* Sow., *Limatula tombecki* d'Orb., *Terebratulina sella* Sow. . . . . 80 .

**Барремский ярус. 4.** Свита, состоящая из двух пачек железистых оолитовых известняков, чередующихся с двумя горизонтами мягких глинистых песчаников. Фауна нижнего баррема: *Desmoceras renevieri* Karak., *Sibirskites subinversus* M. Pavl., *Craspedodiscus narsanensis* Rennig. sp. nov. (in coll.), *Pleurotomaria gigantea* Sow., *Cucullaea subcornuoli* Mordv., *Trigonia nodosa* Sow. var. *orbignyana* Lyc., *Tr. etheridgei* Lyc., *Sphaera corrugata* Sow., *Astarte obovata* Sow., *Pholadomya gigantea* Sow., *Lima (Mantellum) parallela* Sow..

- Hinnites renevieri* Leym., *H. favinus* Pict. et Roux, *Neitea atava* Roem., *N. daghestanica* Renng., *Elogira latissima* Leym., *Zeilleria tamarindus* d'Orb. Мощность отдельных горизонтов такая: верхний оолит 25 м, средний песчаник 28 м, нижний оолит 16 м, нижний песчаник 10 м; мощность всей свиты . . . . . 70 м
5. Красные железистые известковистые песчаники, массивные, средней прочности. В некоторых слоях песчаники грубозернистые с галечками кварца до 7 мм в диаметра. Два горизонта этих песчаников чередуются с двумя горизонтами серо-зеленых глин. Фауна верхнего баррема: *Crioceras barremense* Kil., *Cr. plicatum* Koen., *Anciloceras trispinosum* Koen., *Heteroceras astieri* d'Orb., *H. obliquatum* d'Orb., *H. giraudi* Kil., *Imerites densecostatus* Renng., *Pleurotomaria gigantea* Sow., *Grammatodon securis* Leym. var. *major* Leym., *Trigonia abichi* Anth. var. *renngarteni* Mordv., *Tr. vectiana* Lycett, *Th. picteti* Карак . . . . . 25 "
- А п т с к и й я р у с. 6. Мягкие глинистые песчаники с двумя прослоями известковистых песчаников со скудной фауной, в основании слой в 1 м красного известковистого песчаника с очень богатой фауной самых низов апта: *Aconeceras trautscholdi* Sinz., *Chelonicerus cornuelli* d'Orb., *Ch. cornuelli* d'Orb. var. *pygmaea* Niksch., *Ch. seminodosum* Sinz. var. *naltschikensis* Niksch., *Tropaeum howerbanki* Sow., *T. hillsi* Sow., *Anciloceras urhani* Neum. et Uhl., *Crioceras raroserosptatum* Anth., *Mesohibolites uhligi* Schwetz., *Nucula planata* Leym. var. *subplanata* Mordv., *N. vibrayana* d'Orb. var. *picteti* Mordv., *Trigonia ornata* d'Orb. var. *lycetti* Mordv., *Thetironia minor* Sow. var. *transversa* Renng., *Th. picteti* Карак., *Elogira latissima* Lam. . . . . 12 "
7. Желтоватые мергелистые песчаники с прослоями песчаных известняков-ракушников. В основании грубозернистые песчаники с галькой. Фауна бедульского подъяруса: *Chelonicerus cornuelli* d'Orb., *Ch. albrechti-austriacae* Uhl., *Deshoueiites consobrinoides* Sinz., *D. weissi* Neum. et Uhl., *D. dechyi* Papp., *D. latilobatus* Sinz., *Nuculana speetonensis* Woods, *Trigonia caudata* Agass., *Cardium ibbestoni* Forbes, *Cyprina sedgwicki* Walker и др. . . . . 25 "
8. Рыхлые глинистые и мергелистые песчаники с прослоями твердых известковистых песчаников. Вверху наблюдаются еще крупные линзы таких же песчаников, а внизу — прослой известняков. Фауна гаргазского подъяруса: *Tetragonites duvali* Раар., *Uhligella zurcheri* Jac., *Chelonicerus martini* d'Orb. var. *caucasica* Anth., *Ch. subnodosocostatum* Sinz. var. *pusilla* Sinz., *Ch. burtorfi* Jac., *Parahoplites melchioris* Anth., *P. multicosatus* Sinz. var. *transiens* Sinz., *P. maximus* Sinz., *Acanthoplites laticostatus* Sinz., *Crioceras pablowi* Wasil., *Natica pricei* Lot., *Solarium dentatum* d'Orb., *Dicroloma (Perisoptera) simplicissima* Pöhl., *Nucula simplex* Leym. var. *aptiensis* Mordv., *N. speetonensis* Woods, *N. vibrayana* d'Orb. var. *picteti* Mordv., *Cucullaea glabra* Park. var. *localis* Mordv., *Arca carteroni* d'Orb., *Trigonia aliformis* Park. var. *schapsugensis* Mordv., *T. piriformis* Mordv., *T. scabricola* Lyc., *T. ornata* d'Orb. var. *lycetti* Mordv., *Cardium cottalddi* d'Orb., *Protocardia sphaeroidea* Forbes, *Cyprina sowerbyi* d'Orb., *C. angulata* Sow., *Gervillia forbesi* d'Orb., *Pinna robina'di* d'Orb. . . . . 220 "
9. Рыхлые мергелистые песчаники, в некоторых слоях настолько богатые глауконитом, что имеют густую зеленую окраску. Есть прослой темносерых слегка твердых глин. Твердые известковистые песчаники образуют прослой или отдельные почти шарообразные линзы. Встречаются также конкреции твердого мергеля. Фауна клансейского горизонта: *Acanthoplites nolani* Seun., *Ac. abichi* Anth., *Ac. bigureti* Seun., *Ac. lorioli* Sinz. var. *submultispinata* Sinz., *Nucula albensis* d'Orb., *N. pectinata* Sow. var. *caucasica* Mordv., *Gram-*

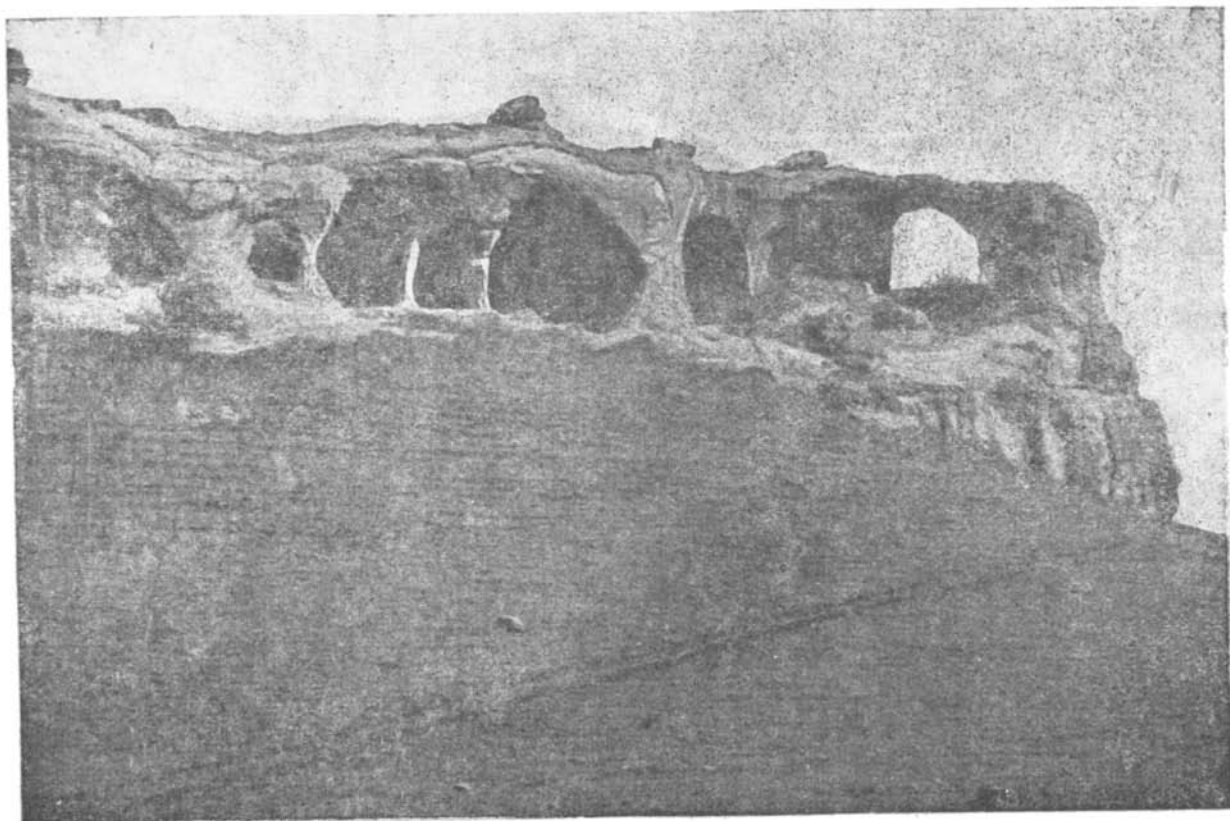


Фото 9. Гора Кольцо близ Кисловодска. Пещеры выдувания в песчанниках верхнего апта.

<i>matodon securis</i> Leуm. var. <i>minor</i> Leуm., <i>Trigonia spinosa</i> Par k., <i>Tr. nodosa</i> Sow. var. <i>karakaschi</i> Mor d v. и др. . . . .	90 м
Альбский ярус. 10. Светлосерые и буроватые рыхлые мергелистые песчаники, заключающие, особенно в нижней своей части, прослой и толстые линзы известковистого глауконитового печаника, переполненного раковинами (ракушника): <i>Acanthophites Jacobi</i> Coll., <i>Ac. trautscholdi</i> Sim., Ва ђ., Sor., <i>Ac. trautscholdi</i> Sim., Ва ђ., Sor. var. <i>subangulata</i> Sin z., <i>Thetironia caucasica</i> Eich w., <i>Pecten dulemplei</i> d'Or b. Вероятный эквивалент верхов клансейского горизонта и тардефуркатовой зоны альба . . . . .	90 "
11. Черные глины с <i>Hoplites dentatus</i> Sow., <i>Douvillicerias mammilatum</i> Schloth. и <i>Neohibolites minimus</i> List. Аналог дентатовой зоны . . . . .	от 10 до 20 "
12. Черные мягкие сланцеватые, слабо известковистые глины с <i>Pervinquieria inflata</i> Sow., <i>Neohibolites stylioides</i> Renng., <i>Nucula pectinata</i> Sow., <i>N. pectinata</i> Sow. var. <i>cretae</i> Goldf., <i>Barbatia narganensis</i> Renng. Верхняя инфлятовая зона альба . . . . .	20 "

Общая мощность нижнемеловых отложений Кисловодского района, по Т. А. Мордвилко, 687—720 м (по М. В. Муратову — 650 м), немногим меньше наблюдаемой в Нальчикском районе (760—1148 м). Можно отметить все же некоторые фациальные изменения. Мощность нижнеальбских и аптских отложений не изменяется (437 и 442 м в среднем), при этом увеличивается карбонатность песчаников и богатство фауны. Терригенный материал в некоторых свитах Кисловодска становится даже грубее (конгломерат среди бедульского подъяруса). Мощность отложений барремского яруса несколько уменьшается — 104 м (в Нальчике, в среднем, 172 м), грубость зерна песчаников остается прежней, но при этом карбонатность некоторых слоев сильно возрастает, появляются прослой оолитовых зоогенных известняков и красная окраска верхнего горизонта. Готеривские отложения, при сильном сокращении мощности — до 47 м (в Нальчике от 87 до 205 м), дают более богатую фауну, но не изменяют своего литологического характера. Карбонатная валанжинская свита несколько уменьшается в мощности (100—130 м) по сравнению с окрестностями Нальчика (115—205 м).

В окрестностях Кисловодска руководящая форма нижнего готерива — *Acanthodiscus radiatus* Brug. — была встречена в слоях известняков-ракушников на 0,5—1,0 м выше поверхности известняков валанжина. Их разделяет только пласт мергелистого песчаника, в котором аммонитовая фауна с достоверностью не была констатирована, если не считать подобранных на поверхности обломков *Polyptychites* и *Astieria*. Замечательно полное исчезновение горизонта мергелей с аммонитовой фауной нижнего валанжина. Этот горизонт был прослежен на протяжении 200 км от центрального участка Черных гор до долины р. Баксана.

### Б а с с е й н К у б а н и

Нижнемеловые отложения в бассейне Кубани, Зеленчука, Урупа. Большой Лабы и Ходзи очень мало освещены в литературе. Можно назвать работы И. Ф. Синцова (1058, 1345, 1347), Н. И. Каракаша (564) и А. Я. Затворницкого (511). За последнее время сведения о нижнемеловых отложениях этого района собирались при работах В. Г. Клейнберга. П. К. Иванчука, А. В. Данова и Т. А. Мордвилко. К сожалению, эти данные остаются неопубликованными, и только описание пелеципод из сборов А. В. Данова вошло в палеонтологическую работу Т. А. Морд-

вилко (760). Данные специальных исследований Т. А. Мордвилко по стратиграфии нижнемеловых отложений рассматриваемой области, благодаря любезности автора, могли быть использованы в нижеследующем изложении.

К западу от Кисловодска разрез нижнемеловых отложений претерпевает постепенно целый ряд существенных изменений. Прежде всего значительно убывает мощность всей толщи меловых отложений в целом и мощность отдельных свит. Далее, вследствие перерывов и эпох размыва перед следующими трансгрессиями, из разреза выпадают отложения валанжинского, готеривского, барремского и, наконец, аптского ярусов. На рр. Большой Лабе и Ходзи альбские отложения налегают прямо на юру. Мощность альба здесь снижается до 63 м. В фациальном отношении отмечается целый ряд отличий от нормальных неритических осадков Кисловодского и Нальчикского районов. В валанжине и готериве на Кубани появляются грубообломочные, конгломератовые фации, еще западнее апт и альб представлены глинами с очень бедной фауной. Все перечисленные изменения разреза указывают на то, что участок северного склона Кавказа между рр. Кубанью и Белой приходится в зоне, проявлявшей в нижнемеловое время геантиклинальные тенденции (по В. В. Белоусову).

Для иллюстрации приведем, по данным Т. А. Мордвилко, разрез нижнемеловых отложений по р. Уруп, где на титонской красноцветной гипсоносной свите непосредственно залегают верхние горизонты апта. Снизу вверх, выделяются:

Нижний апт. 1. Серые песчанистые глины с <i>Chelonicerat</i> <i>temnodosum</i> Sin z. и пелециподами . . . . .	от 18 до 20 м
Верхний апт. 2. Песчаники и глины с конкрециями (септа- рными) твердого песчанистого мергеля с <i>Parahoplites</i> sp. ex gr. <i>melchioris</i> An th. и пелециподами . . . . .	90 "
Нижний альб. 3. Глины с крупными конкрециями твердого мергелистого песчанника. Внизу чередование слоев песка и глины. Фауна: <i>Acan hoplites</i> ( <i>Hypacanthoplites</i> ) cf. <i>pseudono-</i> <i>lani</i> Lурров, <i>Aucellina caucasica</i> Buch. . . . .	70 "
4. Глауконитовые песчаники и песчанистые глины с <i>Leymeriella</i> <i>tardefurcata</i> Leum., <i>L. pseudoregularis</i> Seitz var <i>crassa</i> Spath. . . . .	60 "
Средний альб. 5. Черные известковистые глины с <i>Hoplites</i> <i>dentatus</i> Sow., <i>Neohoplites minimus</i> List. и пелециподами . .	63 "
Верхний альб. 6. Плохо обнаженные черные глины.	

Общая мощность нижнего мела на Уруп несколько более 300 м. Любопытной его особенностью является присутствие вполне обособленного горизонта с *Leymeriella tardefurcata* Leum., руководящей формой второй снизу зоны альба. Нигде в других районах Кавказа этой зоны не удавалось выделить.

#### Район р. Белой

На меридиане г. Майкопа разрез нижнего мела становится полнее, но все еще сохраняет своеобразные черты геантиклинальной карачаевской зоны. Кроме прежних данных И. И. Никшича (779), мы основываемся на более новых наблюдениях Д. И. Гритчин (395), П. К. Иванчука (531), О. К. Григорьевой (394), М. Г. Барковой (75) и Н. П. Луппова. По рр. Белой, Аминовке, Хокодзю и Курджипсу разрез может быть представлен в следующем виде (снизу вверх):

- Валанжинский ярус. 1** Трангрессивно на лагунных отложениях титона залегают белые и светлосерые известняки, то плотные, то подревчатые, обогащенные внизу галечным и песчаным материалом. В нижних слоях собрана богатая фауна нижней зоны валанжина — *Berrisella pontica* Ret. var., *B. subchareri* Ret., *B. (Riasanites) riasanensis* Ven. var. *matkopensis* Grig., *Blanco diceras* (Boehmiceras) caucasicum Grig., *Protaconthodiscus* (Reinngarteniceras) reinngarteni Grig., *P. (Euthymiceras) transfigurabilis* Bogosl. var., *P. (Euthymiceras) salenskii* Grig., *P. (Malboniceras) malbosii* Pict., *P. (Malboniceras) korjeli* Grig., *P. (Pomeliceras) breveti* Pomel, *Nautilus malbosii* Pict., *N. pseudoelegans* d'Orb., *Pleurotomaria blancheti* Pict. et Campr., *Natica veneliaeformis* P. Cél., *Nerinea etalloni* Pict. et Campr., *N. upensis* Fogdt. N. *nikchitii* P. Cél., *N. criptopyxis* P. Cél., *Aucella volgensis* Lah. и другие пелециподы. В верхних слоях известняков встречена *Itieria rugifera* Zitt. . . . . от 5 до 25 м
- Нижний баррем. 2.** Трангрессивно на известняках залегают свита песков, песчаников и глины. В основании — конгломерат, нередко косая слоистость, куски обугленной древесины, *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb., *Opis neocomiensis* d'Orb., *Lima etalloni* Pict. et Campr., *Elogyra cornuelli* Coq., *Lyra neocomiensis* d'Orb. и другие брахиоподы. . . . . 130 .
- Верхний баррем. 3.** Темносерые глины с прослоями песчаников и лиазитами конгломератов, с *Pleurotomaria subansiedi* P. Cél., *Pl. favrei* Log., *Pl. umbonata* P. Cél., *Natica gasullae* Coq., *Nerita subsavia* P. Cél., *N. mannaeformis* Renaux., *Nerinea renauxiana* d'Orb., *Polyptyxis foetterlei* Goula, *Pygmatitis fragilis* P. Cél., *Endiaplocus ponticus* P. Cél., *Trigonia abichi* Anth. var. *reingarteni* Mordv., *Tr. robinaldi* d'Orb. и др. . . . . 60 .
- Верхний апт. 4.** Трангрессивно залегающая свита глинистых песков, к которой местами приурочены признаки нефтеносности, характеризуется *Phylloceras goreti* Kil., *Lytoceras voronovi* Sperk., *Tetragonites depressus* Raspr., *Uhligella storcheri* Jac., *Cheloniceras tschernyschewi* Sinz., *Ch. buatorfi* Jac., *Neohololites inflexus* Stoll., *N. wollemanni* Stoll., *N. aptiensis* Kil. var. *strombeckiformis* Stoll., *Cirsocerithium subspinosum* Desh. Вверху слой известковистого песчаника-ракушника с *Tetragonites depressus* Raspr., *Cicatriles hocodzensis* Lurrov., *Acanthoplites uhligi* Anth., *A. subangulatus* Kav., *Nautilus subalbensis* Sinz. и пелециподами. Общая мощность . . . . . от 50 до 140 .
- Нижний альб. 5.** На водоразделе Белая — Хокодзь из-под трангрессивного верхнего мела появляются глинистые пески с шаровыми конкрециями известковистых песчаников с *Acanthoplites trautscholdi* Sim., *Bas. et Sor.* и *Acanthoplites* sp. ex gr. *nolani* Seunes . . . . . 100 .
- Средний и верхний альб. 6.** Чередование песчаных глин и песчаников с *Hoplites* sp. ex gr. *dentatus* Sow., *Neohololites minimus* List., *N. pinguis* Stoll., *N. spini* ornis Krimh., *N. stilioides* Renng., *Inoceramus* cf. *concentricus* Park. Вверху — черные глины с теми же белемнитами и *Aucellina gryphaeoides* Sow. . . . . от 40 до 50 .

Общая мощность нижнемеловых отложений от 250 м на р. Белой к западу возрастает до 500 м на р. Курджинсе. Здесь появляются отложения альба, но в разрезе еще имеются перерывы, соответствующие готериву и нижнему апту.

### Майкопский район

На протяжении 30 км между рр. Белой и Пшехой происходит резкое изменение характера нижнемеловых отложений — мощность их воз-



растает во много раз, и мелководные морские осадки быстро сменяются однообразными песчано-глинистыми толщами с очень скудной фауной. При попытках расчленения этих толщ на отдельные свиты возникают значительные затруднения, так как «нижние сидеритовые глины», «фанарские песчаники» и «верхние сидеритовые глины», выделенные еще К. И. Богдановичем (136, 141, 142), литологически не являются резко разграниченными и представляют собой скорее фации, имеющие в различных районах разный стратиграфический объем. Стратиграфические схемы для Майкопского и более западных районов, приводимые прежними исследователями, с трудом увязываются между собой. Можно назвать работы К. И. Богдановича (136, 141, 142), С. И. Черноцкого (1206, 1207, 1208), К. А. Прокопова (860, 861), И. И. Никшича и О. С. Вялова (780), В. В. Белоусова и В. М. Трошихина (87, 88, 89), А. Л. Козлова (593, 596), А. В. Ульянова (1146, 1147, 1149). Гастроподы описаны В. Ф. Пчелинцевым (899). Новое освещение стратиграфии нижнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа дается Н. П. Лупповым, изучившим целый ряд разрезов и обработавшим найденную им и другими исследователями фауну (731, 732). По данным Н. П. Луппова, изложенным в его диссертации, составлен сводный разрез для бассейна р. Плиша и его притоков рр. Тушепса и Куры.

- Нижний валанжин.** 1. Горизонт глыбовых конгломератов — мощная толща песчаников и линз конгломератов из кусков известняков и галек кварца, эффузивных пород и сидеритов. Выше следуют слоистые глины и песчаники с *Ptychophylloceras semisulcatum* d'Orb. cf. var. *goreyi* Saun, *Lytoceras liebigi* Opp. cf. var. *pontica* Ret., *Spiriferas proteus* Ret., *Berriasella obtusenodosa* Ret., *Dalmasiceras dalmasi* Pict., *Peregrinella multicaudata* Lam. . . . . от 500 до 600 м
2. Светлые мергели с *Berriasella* cf. *calisto* d'Orb., *B. cf. subchaperi* Ret., *Protacanthodiscus (Malbosiceras) cf. malbosi* Pict., *Platilenticeras cf. heteropleurum* Neum. et Uhl., *Aucella volgensis* Lah. и др. . . . . от 250 до 500 „
- Средний валанжин.** 3. Свита глин с прослоями песчаников и конгломератов с *Kilianella* (?) cf. *peixiptycha* Uhl., *Conobelus comicus* Bl. . . . . 60 „
- Готерив (?).** 4. Песчаные глины с прослоями глинистых сидеритов,верху — две пачки песчаников. Фауна: *Nuculana seeleyi* Gardn., *Modiola montmollini* Pict. . . . . около 700 „
- Нижний баррем.** 5. Песчаные, известковистые глины с *Pseudothurmannia pseudomalbosi* Sar. et Schönd., *Simbirskites cf. umbonatus* Lah., *S. (Craspedodiscus) cf. discofalcatus* Lah., *Protocardia peregrina* d'Orb. var. *karakaschi* Mordv., *Astarte subcostata* d'Orb., *Lucina circulus* Wollem . . . . . около 700 „
- Верхний баррем.** 6. Темносерые глины с лепешками и прослоями глинистого сидерита, с *Phylloceras ponticuli* Rouss., *Phylloporachyceras prendeli* Kar., *Lytoceras cf. subimbriatum* d'Orb., *Barremites psilotatus* Uhl., *B. tenuicinctus* Sar. et Schönd., *B. fallaciosus* Kil., *Crioceratites cf. emerici* Lév., *Nautilus plicatus* Fitton. В прослое конгломерата в верхах толщи («куринский конгломерат») встречены *Barremites* sp. ind., *Turbo minutus* Forbes, *Trochus subalbensis* Pčel., *Nerita kubanensis* Pčel., *Ringauxia problematica* Pčel., *Microschiza kubanensis* Pčel., *Pseudoglauconia strombiformis* Schloth. и другие *Pseudoglauconia*, *Actaeonina typica* Pčel., *Actaeon verneuili* Coq., *Ringinella kubanensis* Pčel. и пелециподы. Мощность . . . от 1300 до 1400 „
- Нижний апт.** 7. Темные песчаные глины с мелкими конкрециями сидерита. *Aconoceras cf. trautscholdi* Sinz., *Matheronites cf. ridzevskiyi* Kar., *Nucula lineata* Sow. и др. . . . . 150 „

8. Песчанистые глины с прослоями песчаников с *Pseudohaploceras matheroni* d'Orb., *Deshaysites* cf. *deshaysi* Leum. . . . . 150 м  
 Верхний апт (?). 9. Песчанистые глины с *Aconeceras* cf. *aptianum* Sar., *A.* cf. *nisoides* Sar., *Parahoplites* (?) sp. . . . . до 220 „  
 Альб. 10. В ядре самой северной антиклинали в бассейне р. Куры из-под трансгрессивно залегающего верхнего мела выступают еще песчанистые глины с конкрециями сидеритов и известковистых песчаников. Фауна: *Acanthoplitites nolani* Seun. var. *subrectangulata* Sinz., *A.* cf. *bigoti* Seun., *A.* cf. *bigoureti* Seun. var. *seinesi* Jac. и др. Мощность неизвестна.

Приведенный разрез отличается полнотой, не включает перерывов и дает суммарную мощность нижнего мела в 4000—4500 м. При этом доверхнемеловая эрозия удалила еще часть отложений альба.

### Район Псекупса

К западу от р. Пишиа на протяжении 25—30 км до р. Псекупса разрез нижнего мела сохраняет в общем тот же характер, что и на р. Пишиа — бесконечное чередование глинистых и песчанистых слоев, придающее флишевый характер этим отложениям, и огромная их мощность. Впрочем, количество песчаных прослоев несколько уменьшается, и фация сидеритовых глин начинает преобладать. С другой стороны, более отчетливо обособляется пачка песчаников среди барремских отложений. Это — фанарская свита К. И. Богдановича, описанная им впервые по обнажениям горы Фанар в бассейне р. Псекупса. Здесь же были выделены нижняя и верхняя сидеритовые свиты (136, 141, 142). Дальнейшие сведения о нижнемеловом разрезе бассейна Псекупса помещены в работах М. М. Васильевского (228), Н. К. Игнатовича, П. Н. Палея и Н. Н. Славянова (540) и И. В. Попова (844). На основании этих данных и ревизии разреза А. Л. Козловым и Н. П. Лупповым можно привести этот разрез в таком виде:

- Нижний валанжин. 1. Горизонт глыбовых конгломератов . . . . . 150 м  
 2. Чередование глин и песчаников, выше — мергели. Фауна: *Berriasella* (*Riasanites*) cf. *rjasanensis* Ven. var. *maikopensis* Grig., *Protacanthodiscus transfigurabilis* Bog. . . . . 600 „  
 Средний и верхний валанжин. 3. Мергели с *Kilianella rexiptycha* Uhl., *Lamellaptychus didayi* Coq., *Aucella weerthi* Pavl., *A. jaskovi* Pavl. Вверху — пачка песчаников с *Conobelus conicus* Vl. и *C.* cf. *extinctorius* Rasp. . . . . 50 „  
 Готерив. 4. Темносерые глины с конкрециями сидеритов, реже прослой песчаников. Фауна: *Acanthodiscus* cf. *stenonotus* Baum b., *Lamellaptychus angulicostatus* Pict. et Lor. var. . . . . 1000 „  
 Нижний баррем. 5. Верхняя часть глин с конкрециями сидеритов. Фауна: *Phylloceras* cf. *ponticuli* Rousseau, *Ph. rouyanum* d'Orb., *Ph.* cf. *winkleri* Uhl., *Lytoceras* cf. *subsequens* Kar., *Sibirskites* sp. ex gr. *dechemi* Roem., *Pseudohurmannia* cf. *mortilleti* Pict. et Lor., *Crioceratites mortilleti* Pict. et Lor., *Cr. munieri* Sar. et Schönd., *C.* cf. *elegans* Sow., *Lamellaptychus seranonis* Coq., *L. angulicostatus* Pict. et Lor., *Laevptychus* cf. *latus* Voltz. . . . . 200 „  
 6. Песчаники и конгломераты горы Фанар, переслоенные пачкой глин, с *Pseudoglauconia* cf. *strombiformis* Schloth., *Trigonia robinaldi* d'Orb., *Ostrea cornueli* Coq. . . . . 250 „  
 Верхний баррем. 7. Глины с конкрециями сидеритов. Фауна: *Barremites* cf. *tennicinctus* Sar. et Schönd., *Metacerithium frickei* Wollem. . . . . 500 „  
 Нижний апт. 8. Темные глины с конкрециями сидеритов. Фауна: *Deshaysites* sp. ex gr. *deshaysi* Leum., *D.* sp. ex gr. *deshaysi* Parp., *Hemicrioceras rude* Koen. . . . . от 400 до 500 „

Общая мощность нижнемеловых отложений в бассейне р. Псекупса достигает 3250 м. При этом верхнеаптские и альбские отложения отсутствуют, будучи смыты до наступления верхнемеловой трансгрессии.

### Новороссийский район

Для западной части Кубанской области, к западу от р. Псекупса, разрез нижнемеловых отложений остается еще очень мало разработанным, а имеющиеся отрывочные данные недостаточно систематизированы. Для бассейнов рр. Шибш, Афиис, Убин и Иль мы имеем работы С. И. Чарноцкого (1208, 1209), К. И. Богдановича (134), Н. Н. Славянова (1066), В. П. Ренгартена (970) и более новые наблюдения М. И. Соколова (1074), А. В. Ульянова и Н. П. Луппова. Для бассейна Абина сведения заключаются в работах К. А. Проконова (862, 879), для Гладковского района — А. Л. Козлова (596), Гостогоевского — И. М. Губкина (402) и И. А. Шамрая (1227). Наконец, для Новороссийского района имеются материалы П. И. Ивченко (537). В общем нижнемеловые отложения сохраняют тот же фациальный характер и ту же мощность (около 3000 м), что и в бассейне р. Псекупса. Господствует фация глин с сидеритами. Пачки песчаников развиваются не только в барремском ярусе («фанарские» песчаники, свита Шабан по р. Шепш), но иногда и в нижнем апте (р. Убин). По р. Убину сохранились также эквиваленты альба в виде глин с сидеритами и *Acanthoplites* и выше — черных глин с *Aucellina*. Отмечается также спорадическое нахождение включений и глыб известняков с верхнеюрской фауной не только в глыбовом конгломерате валанжина, но и в более высоких горизонтах.

### Район Туапсе

На протяжении 120 км от Новороссийска до Туапсе нижнемеловые отложения имеют большое развитие. Сведения о них сообщаются в работах М. И. Соколова (1074) — бассейн р. Шапсухо, В. Ф. Пчелинцева (900) и О. С. Вялова (264, 265) — окрестности Туапсе и в диссертации Н. П. Луппова, использовавшего также наблюдения и сборы Б. М. Келлера, А. В. Ульянова и др. по рр. Азербиевке, Тхабу и Вулану. Разрез здесь, повидимому, более полный, чем на северном склоне, и над альбом согласно залегает сеноман. Однако усложнения тектоники вызывают выпадение из местных разрезов то тех, то других свит и затрудняют определение их мощностей. Сводный разрез представляется в следующем виде:

- Валанжин. 1. Чередование известняков и мергелей с *Ileria rugifera* Гешт. — свита Невеб О. С. Вялова в окрестностях Туапсе. В основании — горизонт с глыбами известняков с титонской фауной . . . . . до 300 м
- Готерив. 2. К этому ярусу, повидимому, относится свита темных глин с конкрециями сидерита у Михайловского перевала по шоссе между г. Геленджиком и р. Пшада.
- Нижний баррем. 3. Толща глин с *Phylloceras*, *Sibirskites* и *Crioceratites* в верхней части бассейна р. Шапсухо.
- Верхний баррем. 4. Внизу — чередование глин с сидеритами, песчаников и конгломератов с глыбами верхнеюрских известняков и фауной *Lytoceras*, *Mesoholites* и др. по рр. Тхабу и Шапсухо (свита Шабан М. И. Соколова); сверху — глины, иногда известковистые с обильными конкрециями сидерита и фауной *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Costidiscus* (свита Адыге М. И. Соколова).

Нижний апт. 5. По р. Тхабу и в верховьях р. Шапсухо — глины с тонкими прослоями песчаников, а ниже по р. Шапсухо — с более грубыми песчаниками. Фауна: *Deshayesites* sp., *Pseudokaploceras matheroni* d'Orb. var. *caucasica* Lupp., *Costidiscus* cf. *microcostatus* Sim., Ваč. et Sor., *Chelonicerases martini* d'Orb. var. *dechauxi* Kil., *Heteroceras (Imerites) faurei* Rouch. и др.

Верхний апт. 6. Песчаники с *Melchiorites* sp., *Chelonicerases martini* d'Orb. var. *occidentalis* Jас. и др. (р. Тхаб) и более высокий горизонт — песчаные глины с сидеритами и *Acanthophlites (Colombiceras)* cf. *tableri* Jас. и *Ac. (Colombiceras) subtableri* Кав. (р. Булан).

Нижний альб. 7. Глины с конкрециями известковистого песчаника, заключающими *Acanthophlites* и *Leuweriella* (р. Шапсухо); в основании свиты в районе Туапсе — горизонт „дольменных“ песчаников.

Средний и верхний альб. 8. Черные сланцеватые глины с прослоями песчаников с *Neohibolites minutus* List. и *Aucellina*.

### Район Сочи и Мацесты

На протяжении 100 км от Туапсе до р. Псоу, где проходит административная граница Краснодарского края и Абхазской АССР, еще прослеживается полоса нижнемеловых субфлишевых отложений. Они отмечены в работе В. Ф. Пчелинцева (900), а также исследованиями А. Л. Козлова, Л. В. Хмелевской, В. В. Белоусова и А. В. Ульянова, результаты которых еще не появлялись в печати точно так же, как и большие материалы, собранные в 1936—1937 гг. Сочинской экспедицией Геологического института Академии Наук СССР под руководством В. В. Меннера. Флишевые свиты нижнего мела на р. Мзымте кратко описаны В. Н. Робинсоном (994) и более подробно — М. В. Муратовым (766), по данным которого мы и приводим здесь характеристику свит снизу вверх:

1. Свита Кепш, выраженная серыми, голубоватыми и зеленоватыми мергелями, в отдельных горизонтах красноватыми. Мергели немного песчаные, плохо слоистые, но неправильно сланцеватые. В основании толщи появляются редкие и тонкие прослойки известняков. Находки *Punctaptychus punctatus* Voltz и *Thurmannia* sp. позволяют говорить о присутствии в свите Кепш валанжинского яруса . . . 200 м
2. Сланцевая толща, состоящая из глинистых сланцев то серых, то с пятнистой окраской коричневых, зеленоватых и красноватых тонов, и тонких прослоев известковистых песчаников с флишевыми скульптурами на нижних поверхностях. Присутствие в средних слоях этой толщи верхнебарремских *Hibolites minaretiformis* Schw. и других *Hibolites* аптского облика, а также непрерывный переход этой свиты в сеноманские отложения с характерными силицитами и туфогенными прослоями позволяет видеть в ней эквиваленты альбского, аптского, барремского и, вероятно, готеривского ярусов . . . . . 600 .

Свита Кепш налегает на кремнистые известняки и аргиллиты, условно относимые к титону. Следует заметить, что М. В. Муратов, в согласии с выводами экспедиции В. В. Меннера, трактует возраст выделенных им свит несколько иначе. Так, для свиты Кепш он принимает возраст от верхов титона до нижнего баррема включительно, а сланцевую толщу он считает эквивалентной верхнему баррему, апту, альбу и низам сеномана. Доказательств правильности такой трактовки не приводится. Проводя границу между валанжином и готеривом, мы исходим из сопоставления разреза по Мзымте с характером нижнемеловых отложений в той же флишевой зоне в районе Военно-Грузинской дороги и на Северо-Западном Кавказе. Сравнение с резко отличными отложениями абхазской зоны, где не только весь неокм, но и апт, выражены карбо-

натными породами, тоже не дает аргументов в пользу трактовки М. В. Муратова.

Начиная от города Сочи и далее к юго-востоку полоса нижнемелового флиша сильно суживается и отходит довольно далеко от берега моря. Однако южнее, в Мацестинском районе, по ущелью р. Агуры имеется маленький выход нижнего мела, описанный В. П. Ренгартемом (1950, 1964) и ранее упоминавшийся С. А. Докторовичем-Гребницким (1932) и Н. Н. Яковлевым (1926). Его замечательной особенностью является то, что он принадлежит не к субфлишевой, а к нормальной морской фации. Те же отложения пересекают долину р. Мзымты (Н. И. Каракаш, 1962). Разрез нижнего мела по Агуре следующий:

Барремский ярус. 1. Значительная толща беловато-серых и палевых, грубослонистых известняков, иногда с органическим детритусом. В верхнем горизонте встречена верхнебарремская фауна: *Heteroceras* sp. ex gr. *astieri* d'Orb., *Crioceras* sp. ex gr. *elegans* Koen., *Hibolites uhligi* Schwetz., *Rhynchonella lineolata* Dav., *Rh. nova* Karak., *Terebratulina moureni* d'Orb., *Waldheimia morrisi* Meyer, *Zelleria favrei* Log., *Pseudocidaris elunifera* Ag. Наблюдавшаяся мощность — 88 м, в действительности значительно больше.

Аптский ярус. 2. Соответствующие отложения в Мацестинском районе, повидимому, были размывы, и трансгрессивно залегающие альбские отложения непосредственно покрывают барремские известняки.

Альбский ярус. 3. Слой красноватого мергеля с прослоями, стержнями и включениями более твердого детритусового известняка. Фауна нижней зоны альба: *Neohibolites* sp., *Phylloceras* cf. *guettardi* Ras., *Tetragonites d'orvali* d'Orb., *Acanthoplites nolani* Seun., *Ac. abichi* Anth., *Aucellina caucasica* v. Buch., *Rhynchonella delucii* Pict., *Terebratulina dutemplei* d'Orb., *Cidaris* sp. . . . . 2 м

4. Однообразная свита слонистых темносерых песчанистых мергелей с редкими прослоями глинистого известняка . . . . . 51 м

5. Чередование дымчато-серых кремнистых известняков и темносерых, тонкосланцеватых песчанистых мергелей с *Aucellina gryphaeoides* Sow. сверху и *Am. caucasica* v. Buch. внизу. Это — аналоги верхних зон альбского яруса . . . . . 83 м

Более древних отложений, чем верхний баррем, по Агуре встречено не было. Во всяком случае, по своим фациям нижнемеловые отложения Мацестинского района резко отличаются от проходящей севернее полосы субфлишевых осадков. Для альба можно отметить отсутствие известняков и мергелей и, особенно, сравнительное обилие фауны. Зоогенные известняки баррема совершенно не имеют аналогов в зоне флиша. Фации, сходные с мацестинскими, широко распространены еще южнее — в Абхазии и Западной Грузии.

Подводя итоги сделанному обзору нижнемеловых отложений в разных районах Северного Кавказа, мы несколько дополним те общие выводы, которые были даны в начале настоящего очерка.

Море, покрывавшее Кавказ, являлось частью Тетиса. В тектонически подвижной области Кавказской геосинклинали непрерывно возникали и исчезали цепи островов и отмелей, которые подразделяли морской бассейн на участки с развитием различных фаций и в различной мере связанные между собой и с другими морями Евразии. Такие зоны с геантиклинальными тенденциями намечались, во-первых, в области Ставрополя, во-вторых, вдоль осевой части Главного хребта — от Каспийского моря в районе Шах-дага до водораздела рр. Белой и Лабы. Далее к северо-западу последний антиклинорий уходит под современную

Кубанскую равнину, но его влияние продолжает сказываться в фациях северной окраины современного Кавказского хребта. Наконец, третья геосинклинальная зона намечается вдоль южного подножия Большого Кавказа. К западу от г. Сочи она теперь погружена под уровень Черного моря.

Между намеченными геосинклинальными зонами располагались геосинклинали с более мощными и более полными сериями осадков — Северокавказская геосинклиналь с нормальными неритическими осадками и флишевая геосинклиналь, осадки которой сохранились на южном склоне Главного хребта и в северо-западной его оконечности. Здесь следует оговориться, что терригенные нижнемеловые осадки Северо-Западного Кавказа не являются типичным флишем, и ритмичность в них выражена менее отчетливо, чем в районе Военно-Грузинской дороги.

### Верхнемеловые отложения Дагестана

В Дагестане отложения верхнего мела широко распространены в бассейне р. Сулака. Вдоль третичных предгорий выходы их тянутся узкой полосой от восточного окончания Черных гор до р. Рубас-чай в Южном Дагестане. Изолированный выход верхнего мела в районе сел. Касумкент между рр. Чирах-чай и Цмур-чай представляет остаток размытой синклинали, погружающейся на востоке под покров отложений акчагыла. На отдельных участках среди отложений палеогена выступают меловые куполы — Эльдам, Кукурт-тау и Хадум.

К выходам верхнего мела в Дагестане приурочены резкие и скалистые формы рельефа. Глубокие тесные ущелья в верхнемеловых известняках промыты рр. Аткашем, Сулаком, Удлу-чай, Рубас-чай и Куарчаг-су при их выходе из гор в область третичных предгорий. Исключительны по своим размерам известняковые ущелья Сулака возле сел. Ахатлы, Черкей и Миатлы. Здесь намечено устройство мощных гидростанций, с высотой плотины в Черкейском ущелье, превосходящей высочайшую в мире Гуверовскую плотину в каньоне Колорадо.

Верхний мел в Дагестане представлен полной серией отложений от сеномана до датского яруса. Однообразная толща слагающих пород может быть расчленена на стратиграфические горизонты лишь при детальных исследованиях и послойных сборах фауны. Смена ярусов часто не сопровождается изменениями в литологическом составе пород.

Первые подразделения верхнего мела, данные Г. Абигом, Я. Шёгренном, Д. Антула, Н. Н. Барбот-де-Марни, позже уточнены В. П. Ренгартемом, доказавшим присутствие фаунистически охарактеризованных ярусов сеномана и турона в разрезах по южному склону хр. Сала-тау (1275, 1279, 1287, 1349). Л. С. Либрович, Д. В. Дробышев и Н. С. Шатский установили наличие в Присулакском районе отложений датского яруса (453, 716, 1231). Вопрос о точном проведении верхней границы этого яруса продолжает обсуждаться в литературе. По мнению А. Д. Архангельского, не охарактеризованные фауной, лежащие на датских известняках «фораминиферовые слои» представляют собой отложения палеоцена и эоцена (55). Основываясь на изучении фораминифер, М. Ф. Глесснер и Н. Н. Субботина полагают, что нижняя часть «фораминиферовых слоев» может принадлежать еще к отложениям датского яруса (328, 1122).

Г. Абих выделял в «надмеловую толщину» серию пород от верхне-

меловых известняков с *Ananchytes (Echinocorys)* до майкопских глин Я. Шёгренем «фораминиферовые слои» были отнесены к датскому ярусу.

Мощные отложения датского яруса в мергельной фации обнаружены В. Д. Голубятниковым по р. Рубас-чай в Южном Дагестане. Здесь они налегают согласно на датские отложения в известняковой фации, что дает основание к новой трактовке положения границы палеогена и мела и в Присулакском районе (337).

По поручению Нефтяного геолого-разведочного института в 1935 г. Д. В. Дробышевым произведено сравнительное изучение разрезов верхнего мела восточной половины северного склона Кавказа, в том числе и Дагестана. Эти новые данные отражены в настоящем очерке.

Характеристика микроструктуры известняков дана по определениям шлифов сотрудника НГРИ Е. А. Жуковой. Определения микрофауны произведены в лаборатории микрофауны НГРИ Б. М. Келлером.

Сеноман. Время проявления австрийской орогенической фазы в Дагестане отмечено лишь местными изменениями фаций отложений враконской зоны альба и сеномана. В большинстве известных разрезов граница альба и сеномана литологически не выражена и определяется появлением в отложениях распространенной на Северном Кавказе нижнесеноманской формы *Inoceramus etheridgei* Woods. Что касается границы сеномана с туроном, то она в большинстве разрезов остается неясной, в связи с постепенностью перехода отложений между этими ярусами и отсутствием фаунистически охарактеризованных зон верхнего сеномана и нижнего турона. Последнее приводит В. П. Ренгартена к предположению о существовании стратиграфического перерыва между сеноманом и туроном, внешне не выраженного и происшедшего в условиях быстрой сеноманской регрессии и последующей трансгрессии туронского моря, не сопровождавшейся отложением базального конгломерата (952).

В Южном Дагестане, за исключением района сел. Касумкент, где отложений сеномана не удалось наблюдать из-за осыпей, этот ярус выражен чередованием светлосерых известняков (слои 0,10—0,20 м) и темных мергелей (слои 0,30—0,50 м) общей мощностью от 5 м по р. Куарчаг-су до 25 м по р. Рубас-чай, с остатками *Inoceramus etheridgei* Woods (рис. 9). По р. Уллу-чай эквивалентные осадки выражены пачкой (4,30 м) дымчато-серого слоистого известняка, выше которой следуют серовато-белые известняки и темнокрасные мергели с *Neohibolites ultimus* d'Orb., *N. cf. stylioides* Renng., *Inoceramus etheridgei* Woods, составляющие пачку в 3 м мощности.

Необычная для сеномана красная окраска пород, имеющаяся в разрезе по р. Уллу-чай, отмечена и далее к северо-западу, в районе сел. Бурдеки, где прослой в 1 м малинового сеноманского мергеля включает мелкую известняковую гальку и покрывается пачкой лилового и желтоватого глинистого известняка (4 м) с остатками *Inoceramus etheridgei* Woods, *In. pictus* Sow., *Terebratula* sp. Ниже горизонта малинового мергеля здесь залегает слой в 6 м серого мергеля и под ним пачка чередования серого мергеля и почковатого глинистого известняка (7 м) с остатками тех же видов иноцерамов, что и в верхней пачке. Ниже следуют отложения альба. Общая мощность сеномана — 18 м.

В области Губденского мезозойского выступа, по р. Кичи-озень и в районе сел. Губден и Дуранги, отложения сеномана не превосходят 15—20 м мощности и представлены чередованием слоев известняка и серого мергеля, приобретающего в районе р. Кичи-озень зеленовато-

серую окраску. Наблюдается увеличение количества мергельных прослоев в верхней части отложений и появление в них более обычных для верхнего сеномана (Германия, Англия, Америка) *Inoceramus tenuis* Mantell. Из микрофауны встречены *Globorotalia planconvexa* Seguenza, *Globigerina cretacea* d'Orb., *Gyroidina micheliniana* d'Orb., *G. nitida* Reuss, *Cristellaria* sp.

В Присулакском районе, как по южным склонам хр. Сала-тау, так и в северных разрезах по Хадумскому ущелью, граница между альбом и сеноманом выражена более резкой сменой мергельных осадков альба известняковыми слоями сеномана, однако не свидетельствующей о каком-либо, даже местном, стратиграфическом перерыве. Сеноман здесь выражен характерным горизонтом, всего в 2 м мощности, серовато-белых почковатых на поверхности выветривания известняков с остатками *Inoceramus etheridgei* Woods, *Holaster subglobosus* Leske, *Neohibolites ultimus* d'Orb.

По меридиану р. Сулака в южном направлении отложения сеномана возрастают в мощности и обогащаются примесью глинистого материала. Появляющиеся все в большем количестве прослои мергеля в сеномане горной области Дагестана сближают эти отложения с отложениями верхнего альба, в которых здесь, в свою очередь, мергели местами приобретают зеленую окраску, вообще характерную для мергелей сеномана.

По юго-восточному окончанию плато Бетли сеноман выражен чередованием слоев зелено-серого мергеля и зеленоватых известняков, переходящих выше по разрезу в серые известняки. Над этой пачкой (43 м мощности) следуют дымчато-серые и пятнистые известняки с черными кремнями, распадающиеся на два горизонта с промежуточной мергельной пачкой в 2—5 м мощности. Общая мощность горизонта с кремнями достигает 15 м.

Далее на юг, в разрезе по южным склонам хр. Арак-меер, наблюдается некоторое уменьшение мощности отложений сеномана, но по общему характеру они настолько сходны с предыдущими, что и здесь могут быть выделены все горизонты, отмеченные выше. Общая мощность отложений — около 40 м.

В южных разрезах, относящихся к горной области Дагестана, у сел. Дарада по р. Кара-Койсу и у сел. Цудахар по р. Казикумухское Койсу, могут быть отмечены лишь местные изменения состава и некоторое увеличение мощности отложений (до 57 м).

Таким образом, отложения сеномана в Дагестане выражены осадками известняково-мергельной фации и представлены чередованием светлосерых, дымчатых, иногда зеленоватых известняков, и серых и зеленоватых мергелей. С отложениями альба они связаны непрерывным переходом и отличаются от них большей карбонатностью пород, выражающейся преобладанием известняков над мергелями, и большей чистотой от глинистых примесей самих известняков.

Микроскопическое изучение пород указывает на бедность их терригенным материалом и на господствующее значение в них мелких кальцитовых сфер (*Lagena*). Цементирующей массой является скрытозернистый кальцит.

Общий список остатков фауны: *Inoceramus etheridgei* Woods, *In. tenuis* Mant., *In. pictus* Sow., *Holaster subglobosus* Leske, *Neohibolites ultimus* d'Orb., *N. cf. stylioides* Renng. Микрофауна: *Cristellaria* sp., *Globigerina cretacea* d'Orb., *Gyroidina micheliniana* d'Orb., *G. nitida* Reuss.



Ту р о н. Мощность отложений тулона в Дагестане весьма изменчива и колеблется от 12 до 135 м, что не может быть, однако, принято в качестве прямого указания на существование перерывов и неполноту отложений этого яруса и чаще является результатом фациальной изменчивости отложений. Как во внутренней горной области Дагестана, так и в полосе предгорий встречаются *Inoceramus cuvieri* Sow. и *In. apicalis* Woods, позволяющие считать, что в Дагестане имеются отложения нижней части верхнего тулона, но характерный для нижнего тулона *In. labiatus* Schlöth. здесь, как и вообще на Северном Кавказе, не известен. В составе тулонской фауны преобладают верхнетулонские иноцерамы из группы *Inoceramus lamarcki* (Park.) Woods и *In. inconstans* Woods. Довольно часто встречаются морские ежи.

Таким образом, тулон представлен только верхним своим отделом. Следы тулонской трансгрессии отчетливо выражены только в Касумкентском районе Южного Дагестана. В других разрезах между сеноманом и тулоном наблюдается как бы непрерывный переход, и граница этих ярусов литологически не выражена. Еще менее отчетлива граница тулона с коньякским ярусом, в который часто переходит характерная для тулона розовая окраска известняков и мергелей. Часто встречающиеся остатки коньякских форм — *Inoceramus involutus* Sow. и *In. kocneni* Müller позволяют все же и в этом случае уверенно определять границу ярусов.

По р. Цмур-чай тулонские отложения налегают на дислоцированные согласно с ними темные листоватые глины дентатовой зоны альба и отделяются от них слоем в 0,5 м конгломерата из окатанной гальки верхнеюрских и нижнемеловых пород. Общая мощность отложений тулона — 12 м. В нижней части их выделяется пачка (5 м) светлосерых почковатых известняков с остатками *Inoceramus* cf. *cuvieri* Sow. Вышележащие горизонты представлены чередованием кирпично-красных известняков и мергелей с остатками *Inoceramus apicalis* Woods, *In. lamarcki* (Park.) Woods var. I Renng., *Conulus subrotundus* Mant., *C. subconicus* d'Orb. Примесь в известняках зерен кварца и глауконита незначительна. Породообразующими элементами известняков нижней пачки являются сферы (*Lagena*), а в верхних горизонтах — *Globotruncana* и более редкие остатки *Gümbelina* и *Rotalidae*.

По р. Рубас-чай в основании тулона лежит слой (1,5 м) песчанистого известняка с примесью обломков известняка и фораминифер, зерен кварца, глауконита, пирита и с остатками *Inoceramus lamarcki* (Park.) Woods. Этот слой с примесью обломочного материала отражает верхнетулонскую трансгрессию, более четко выраженную по р. Цмур-чай. В следующей выше пачке примесь обломочного материала исчезает, и отложения выражены лагено-фиссуриновыми светлосерыми и розовыми известняками (пачка 45 м) с остатками *Inoceramus lamarcki* (Park.) Woods var. II Renng. и *Conulus subconicus* d'Orb. Повидимому, к тулону принадлежит и часть (метров 20 по мощности) вышележащих лагено-фиссуриновых известняков, не охарактеризованных руководящей фауной. Общая мощность отложений тулона в этом разрезе — около 65 м — значительно превосходит мощность тулона в Касумкентском районе.

Лагено-фиссуриновые известняки тулона по р. Уллу-чай литологически не отличимы от сеноманских и налегают на них без признаков перерыва. Породы представлены чередованием серовато-белых и розовых известняков с прослоями кирпично-красного и зелено-серого мергеля.

общей мощностью в этом разрезе до 37 м. Встречаются *Inoceramus cuvieri* Sow. внизу и *In. inconstans* Woods var. *typica* Renng. в верхнем горизонте.

Всего в 25 км к северо-западу, по р. Гамри-озень в районе сел. Бурдеки, туронские отложения лишены характерной красной окраски, представлены мощной пачкой (90 м) серовато-белых известняков, чередующихся с прослоями серого и зелено-серого мергеля. Известняки переполнены остатками *Lagena* и *Fissurina* в верхних горизонтах. Известняки нижних горизонтов характерны скрытозернистой структурой и ограниченным содержанием остатков *Globotruncana* и *Gümbelina* при наличии заметного количества сфер; встречаются *Echinocorys sphaericus* Schlüt. Верхние горизонты содержат *Inoceramus schloenbachi* Böhm. var. *crispiodes* Elbert.<sup>1</sup> В этом разрезе турона, как и в расположенных к юго-востоку от него, известняковые породы значительно преобладают над мергельными.

Далее на северо-запад, в районах сел. Серго-кала и Губден, в отложениях турона получают большое значение мергели зелено-серой окраски. Переслаивающие их светлые известняки и здесь переполнены *Lagena* и *Fissurina* и местами (сел. Губден) окрашены в розовый цвет. Обильная фауна из отложений этой фации представлена, кроме обычных *Inoceramus lamarcki* (Park.) Woods и *In. inconstans* Woods, следующими формами: *In. costellatus* Woods, *In. websteri* Mant., *In. apicalis* Woods и морскими ежами: *Echinocorys*, *Micraster*, *Conulus subrotundus* Mant., *Discoides pentagonalis* Cotteau. Многочисленная микрофауна перечислена ниже в общем списке. Общая мощность отложений — 60—70 м.

Отложения турона в Присулакоком районе (от горы Хадум до хр. Сала-тау) не превышают 50 м мощности, бедны остатками фауны, характерны высокой чистотой известняков и преимущественно светлой, местами розоватой окраской. Прослоев мергеля немного. Здесь, повидимому, мы имеем участки открытого моря, удаленные от источников сноса в него терригенного материала (глины, песка). В направлении к югу, во внутренней горной области Дагестана, отложения вновь становятся более глинистыми и возрастают в мощности до 100 и 130 м. Нижняя часть их (до 40 м) представлена чистыми, с небольшим содержанием прослоев мергеля, плотными светлыми известняками с остатками *Inoceramus cuvieri* Sow. и *In. apicalis* Woods. Большая верхняя часть отложений (до 100 м мощности) выражена чередованием зелено-серых мергелей и почковатых белых известняков и охарактеризована также верхнетуронскими формами: *Inoceramus lamarcki* (Park.) Woods var. I et var. II Renng., *In. inconstans* Woods var. *typica* Renng. Следует при этом отметить, что только на участке сел. Цудахар — сел. Акуша в туронских отложениях имеются окрашенные в розовый цвет известняки и мергели, в остальной же части горной области Дагестана к югу от плато Бетли эта окраска отсутствует в туроне и приурочена к лежащим выше отложениям коньякского яруса.

Таким образом, розовая и кирпично-красная окраска пород в туроне, вопреки существующему мнению, не является стратиграфическим признаком. Окрашенные известняки по микроструктуре не отличаются от белых. Нередко остатки *Globotruncana*, *Lagena* и *Fissurina* являются породообразующими. Наряду с этими органогенными известняками, распространены скрытозернистые известняки, образовавшиеся из тонких известковых илов.

<sup>1</sup> Эти горизонты правильнее отнести к низам коньякского яруса (Fed.).

Общий список фауны в туронских отложениях Дагестана: *Fschinocorys* cf. *sphaericus* Schlüt., *Conulus subrotundus* Mant., *C. subconicus* d'Orb., *Discoides pentagonalis* Cotteau, *Micraster* sp., *Inoceramus apicalis* Woods, *In. costellatus* Woods, *In. cuvieri* Sow., *In. inconstans* Woods var. *typica* Renng., *In. lamarcki* (Park.) Woods var. I et var. II Renng., *In. websteri* Mant., *In. deformis* Meek. Фораминиферы *Tritaxia* sp., *Cristellaria* sp., *Globoretalia* aff. *planoconvexa* Seguenza, *Globigerina cretacea* d'Orb., *Globotruncana tinuacana* d'Orb., *Gümbelina globulosa* Ehrenb., *Gyroidina nitida* Reuss, *Arenobulimina presli* Reuss, Anomaliniidae.

К о н ь я к с к и й я р у с. Граница турона и коньякского яруса литологически не выражена и определяется появлением в осадках характерных эмшерских иноцерамов — *Inoceramus involutus* Sow., *In. koeneni* Müll. В связи с недостатком руководящей фауны верхняя граница этого яруса принимается условно по литологическим признакам — по исчезновению в разрезах прослоев мергеля и розовой окраски пород (для тех разрезов, где окраска имеется). Мощность отложений колеблется от 50 до 130 м.

Значительная часть коньякских отложений по р. Цмур-чай в Южном Дагестане размыта до наступления маастрихтской трансгрессии. Имеются только нижние горизонты чередования розовых и белых известняков с мергелями, охарактеризованные *Inoceramus involutus* Sow., *In. koeneni* Müll., *In. wandereri* Andert. В более высоких горизонтах по рч. Нютюг присутствуют известняки с конкрециями восково-желтого кремня, а розовая окраска пород, сохраняясь здесь в отдельных горизонтах, едва заметна.

По рр. Рубас-чай и Уллу-чай отложения коньякского яруса достигают 100 м мощности, более глинисты и интенсивно окрашены в розовый цвет (по р. Уллу-чай). Далее к северо-западу мощность отложений сокращается, в области Губденского выступа мезозойского массива она достигает до 40—50 м, причем осадки становятся еще более глинистыми, а в районе самого сел. Губден переходя даже в чередование серого уплотненного мергеля и глинистого известняка светлосерых тонов, без розовой окраски, почти совершенно отсутствующей здесь как в этом ярусе, так и в туроне.

В Присулакском районе эквивалентные отложения вновь увеличиваются в мощности до 100 м; по общему характеру осадков они ближе стоят к развитым по р. Уллу-чай и могут быть подразделены на 4 пачки чередующихся слоев известняков и мергелей разной толщины и окраски. Во второй снизу пачке известняки содержат включения кремния. В верхней пачке (10 м) мергели зеленоватой и лиловой окраски преобладают над известняками.

С небольшими изменениями этот разрез повторяется и во внутренней горной области Дагестана. Могут быть отмечены следующие особенности: известняки с кремнями появляются местами лишь в верхних горизонтах, отсутствуют в районе сел. Цудахар, где общая мощность отложений несколько уменьшается (до 60 м) и розовая окраска пород приурочена к верхним горизонтам разреза. В горизонте с *Inoceramus involutus* Sow. встречаются и *In. inconstans* Woods var. *plana* Elbert.

В этих отложениях распространены скритоформные известняки с ничтожной примесью терригенного материала. Остатки разнообразных фораминифер часты, особенно *Globotruncana*, *Gümbelina*, *Fissurina*. Однако здесь они не являются порообразующими.

Общий список фауны: *Inoceramus involutus* Sow., *In. koeneni* Müll., *In. wandereri* Andert, *In. inconstans* Woods var. *plana* Elbert, *Echinocorys gravesi* Desor, *Holaster* sp., *Micraster* sp.

Микрофауна: *Globotruncana*, *Gümbelina*, *Fissurina*.

Сантонский ярус. Отложения сантона в Дагестане выражены известняками, содержат редко и в небольшом количестве тонкие прослой мергеля, меняются в мощности от 75 до 250 м, связаны непрерывными переходами с отложениями коньякского яруса, бедны остатками фауны и выделяются условно по внешним литологическим признакам — толстой слоистости известняков, их светлой окраске, плотности, скелето-зернистой структуре, раковистому излому, оскольчатой отдельности и развитию стилолитов.

По р. Цмур-чай в Южном Дагестане большая часть сантонских отложений размывта и представлена пачкой светлых известняков всего в 13 м мощности. В расстоянии 10 км к северу по рч. Нютюг сантон представлен уже однообразной толщей, в 215 м мощности, тонкозернистых известняков без прослоев мергеля и не содержащих остатков фауны.

В следующих разрезах от р. Рубас-чай до сел. Губден к северо-западу мощность отложений уменьшается до 100 м, и осадки выражены типичными для Дагестана плотными светлыми слоистыми известняками с развитыми в них стилолитами.

Тот же характер отложения сантона имеют и в Присулакском районе. В крайних северных разрезах их, в Хадумском ущелье, мощность уменьшается до 50 м. В направлении к югу по меридиану р. Сулака мощность отложений возрастает — в разрезах по хр. Сала-тау до 120 м и в районе хр. Арак-меер до 250 м. Еще южнее, в разрезах по р. Кара-Койсу, мощность сантона составляет 155 м, а по р. Казикумухскому Койсу — 100 м, причем в последнем разрезе у сел. Цудахар отложения выражены уже в фации мелоподобных марких известняков, распространенных и далее на востоке в районе сел. Акуша (455, 949).

Мелоподобные и плотные известняки сантона по микроструктуре не отличимы друг от друга, также сходны они и с известняками коньякского яруса и, как последние, образовались из тонких известковых илов. Остатки микрофауны представлены теми же фораминиферами, что и в коньякских отложениях — *Globotruncana*, *Gümbelina*, *Fissurina*.

Общий список фауны: *Inoceramus inconstans* Woods var. *sarumensis* Woods, var. *subsarumensis* Renng., *In. aff. pachti* Arch., *In. cycloides* W egn e r, редкие *Terebratula* sp.

Кампанский ярус. Граница кампанских отложений и сантона литологически не выражена отчетливо и определяется по фауне, которая, следует отметить, несмотря на разнообразие ее, встречается не часто. Общие условия накопления осадков близки к условиям накопления их в сантонское время. Это подтверждается наличием той же закономерности в распределении мощностей осадков и их фаций в Дагестане в кампанский век, как и отмеченная выше для отложений сантона.

В Южном Дагестане по р. Цмур-чай в основании кампанских отложений лежат массивные косослоистые известковые песчаники (12 м, перерыв?), переходящие выше в слоистые песчанистые глауконитовые известняки с кремнями, частью (вверху) размывтые перед маастрихтской трансгрессией. В 10 км к северу по рч. Нютюг мощность отложений возрастает (от 95 м по р. Цмур-чай) до 275 м. Здесь господствуют мшанково-криноидные зернистые известняки с остатками круп-

ных *Inoceramus balticus* Böhm, в верхних горизонтах покрывающиеся отложениями акчагыла.

Влияние мелководных условий и близости суши еще отчетливее выражены в верхних горизонтах кампанских отложений по р. Рубас-чай, где известняки сильно песчанисты. В северо-западном направлении, к р. Сулаку, — мощность отложений постепенно убывает от 180 м по р. Уллу-чай до 50 м в Хадумском ущелье по р. Сулаку и сопровождается освобождением осадков от песчаных, а затем и глинистых примесей. Последние выражены лишь тонкими прослоями мергеля среди плитчатых светлых известняков. По меридиану р. Сулака на юг мощности отложений вновь возрастают — до 210 м к югу от хр. Арак-меер.

В районах сел. Цудахар и Акуша кампанские отложения представлены мадркими мелоподобными известняками, до 100 м мощности, содержащими конкреции кремня (455, 949).

Остатки фораминифер представлены *Globotruncana*, *Globigerina Gumbelina*, *Textularia*, части тела типа сфер (*Lagena*).

Общий список фауны кампанского яруса: *Echinocorys* ex gr. *ovatus* Leske, *Ech.* ex gr. *gibbus* Lamarck, *Ech. perconicus* Hagenow, *Echinocorys goldfussi* Lamb., *Ech. roemeri* Desor, *Cardiaster granulatus* Goldf., *Offaster pilula* Lamb., *Off. pomeli* Mun.-Chal., *Pseudoffaster caucasicus* L. Dru., *Holaster* sp.; единичные находки: *Pecten* sp., *Belemnitella* sp.; остатки иноцерамов: *Inoceramus balticus* Böhm, *In. lingua* Goldf., *In. cycloides* Wegner, *In. regularis* d'Orb., *In. impressus* d'Orb.

Маастрихтский ярус. Как видно из предыдущего обзора отложений, субгерцинские движения на рубеже сантонского и кампанского веков оказались более или менее заметными лишь в Южном Дагестане и не отражены в других его районах. Продолжаясь в кампанское время, эти движения уже значительно изменили условия бассейна, к началу маастрихтского века выдвинули острова и обусловили то разнообразие фаций отложений, которое становится характерным в Дагестане для маастрихтского, а затем и датского веков.

Между рр. Цмур-чай и Чирах-чай в Касумкентском районе Южного Дагестана маастрихтские отложения выражены слонстыми, местами косо-слоистыми, грубозернистыми известковыми песчаниками и песчанистыми известняками, лежащими трансгрессивно на разных горизонтах мела. Нижние горизонты маастрихта фосфоритосны, и на склонах к р. Чирах-чай в Алкодарском месторождении, наряду с почками фосфоритов, содержат аптскую фауну во вторичном залегании (В. П. Ренгартен, 974). Полная мощность отложений маастрихта не известна. Перед трансгрессией акчагыла значительная часть их размыта.

В основании маастрихта по р. Рубас-чай имеется горизонт грубого известкового конгломерата в 2 м мощности; значительна примесь песка и в мергельных прослоях нижней половины толщи. Мощность отложений — до 350 м. Переход к отложениям датского яруса постепенный.

Резкое сокращение мощности и изменение осадков происходит на участке в 20 км к северо-западу, до р. Уллу-чай. Здесь у сел. Малжалис отложения маастрихта, связанные непрерывными переходами с кампанскими и датскими слоями, не превосходят 40—50 м мощности, в нижней части глинисты, вверху же представлены чистыми известняками лишь с тонкими прослоями серого мергеля. Морские ежи — *Echinocorys*, уже часто встречающиеся в отложениях по р. Рубас-чай, здесь более много-

численны и разнообразны. Остатки их в маастрихтских отложениях Касумкентского района редки.

Далее на северо-запад, в районе сел. Губден, отложения маастрихта могут быть подразделены на две зоны — нижнюю зону (20 м мощности) известняков с прослоями зеленовато-серого мергеля, с характерным присутствием остатков *Inoceramus tegulatus* Hagenow (зона со *Scaphites constrictus* Sow. в Присулакском районе), и верхнюю пачку, около 20 м, известняков и мергелей, богатую остатками крупных *Echinocorys* (зона с *Echinocorys ovatus* Leske).

На склонах хр. Сала-тау в Присулакском районе зона с *Inoceramus tegulatus* Hagenow охарактеризована обильной и разнообразной фауной (см. общий список) аммонитов, пелеципод, морских ежей и представлена плитчатыми белыми известняками не более 10—15 м мощности. Отчетливо выражена здесь и зона с *Echinocorys ovatus* Leske, богатая крупными морскими ежами из группы *Echinocorys* (см. общий список) и меняющаяся в мощности от 60 до 90 м.

Во внутренней горной области Дагестана маастрихтские отложения возрастают в мощности до 130 м по р. Кара-Койсу и до 215 м в районе сел. Цудахар по р. Казикумухскому Койсу. По мере движения на юг в осадках возрастает примесь терригенного материала (песка, отчасти глины), и в последнем разрезе у сел. Цудахар большое развитие получают массивные косослоистые, грубозернистые песчаники, селитроносные у сел. Инкучи-махи (974).

Следует отметить, что в отложениях маастрихтского подъяруса в области Губденского выступа (у сел. Дуранги по Гунибскому шоссе) и на горе Хадум местами появляются прослой кирпично-красного мергеля.

Большая часть пород этого яруса относится к типу мелкообломочных ищачнистых известняков, богатых кварцевым песком, обломками известняковых пород, глауконитом, обломками агглютинирующих фораминифер. Микрофауна бедна, представлена редкими *Textularia*, *Globigerina*, *Gumbelina*, *Rotaliidae*, *Orbignyna ovata* Hag., *Arenobulimina pressli* Reuss.

Общий список фауны маастрихтского подъяруса:

Фауна зоны с *Inoceramus tegulatus* Hag.: *Scaphites constrictus* Sow. var. *tenuistriata* Кнер, *Sc. niedzwiedzki* Uhl., *Pachydiscus colligatus* Binkh., *P. oldhami* Scharpe, *P. cf. brandti* Redt. var. *pegoti* Gross., *P. galicianus* Favre, *Hauericeras pseudogardeni* Schlüt., *Hamites* sp., *Desmoderas* sp., *Pecten cf. fenestratus* Ravn, *P. spathulatus* Roem., *Cardiaster* sp., *Holaster* sp., *Cyclaster* sp. (453, 1353), *Rhynchonella plicatilis* Sow., *Magas pumilus* Sow., *Terebratula carnea* Sow., *Lepidorbitoides socialis* Leum. и другие фораминиферы.

Фауна «оватовой зоны»: *Echinocorys ovatus* Leske var. *pyramidata* Portl., var. *petasata* Goldf., var. *quenstedti* Lamb., *E. conoideus* Goldf. Остатки Bryozoa, spiculae кремневых губок.

Датский ярус. Отложения датского яруса известны только в доlese предгорий Дагестана и отсутствуют в его горной области. В Присулакском районе на склоне хр. Сала-тау и далее на запад по р. Актанш в основании отложений датского яруса имеется конгломерат, указывающий на перерыв отложений или существование берега в конце маастрихтского века. В других местах маастрихтские отложения переходят в датские без перерыва, и граница между ними литологически не выражена. Мелководные условия датского моря отражены значительной изменчивостью осадков, особенно в верхних горизонтах, что, очевидно, связано

с тектоническими движениями ларамийской фазы, охватившей и начало палеогена.

По р. Рубас-чай отложения датского яруса достигают 250 м мощности. Нижние 90 м разреза выражены серовато-белыми оскольчатыми известняками, глинистыми, с прослоями мергеля внизу пачки и более чистыми известняками, содержащими кремневые конкреции сверху ее. Остатки *Coraster sphaericus* Seip. подтверждают датский возраст этих отложений. Верхняя часть разреза представлена толщей в 154 м серых оскольчатых мергелей с редкими пакетами слоев серовато-белых известняков (до 10 м мощности) и с включениями глыб и деформированных пакетов известняков, возникших в связи с береговыми и донными оползнями в датское время. Остатки мелких датских ежей, среди них *Cyclaster piriformis* Cotteau, а также многочисленной и разнообразной датской микрофауны подтверждают принадлежность этой мергельной толщи. «сероцвета» по В. Д. Голубятникову (337), к датскому ярусу. Несогласно с конгломератом в основании, на «сероцвет» налегает мощная толща глауконитовых, косослоистых песчаников и песчанистых известняков палеогена (палеоцен?). Трансгрессивный характер залегания последней еще более отчетливо выражен по р. Уллу-чай у сел. Маджалис, где эти песчанистые породы налегают с угловым несогласием и конгломератом в основании непосредственно на датские известняки с кремнями. Толща «сероцвета» здесь отсутствует в связи с размывом. Мощность датских отложений не превосходит 30 м. С небольшими изменениями этот разрез повторяется на протяжении 50 км к северо-западу.

В области Губденского выступа отложения датского яруса уже значительно изменяются и выражены осадками известняково-мергельной фации, мощностью 35—40 м. Известняков с кремнями нет. Преобладают зелено-серые мергели. В верхних горизонтах они чередуются с мергелями, окрашенными в розовый цвет, и приобретают все черты сходства с пестрыми мергелями фораминиферовой свиты Присулакского района. Остатки *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Nautilus (Hercoglossa) danicus* Schloth., а также многочисленная микрофауна указывают на датский возраст этих отложений, незаметно переходящих в «пестроцвет» фораминиферовой свиты в разрезе у сел. Губден. Подобный состав осадков датского яруса и отношение его к палеогену прослеживаются и в разрезах в 30 км к западу от сел. Губден по Гунибскому шоссе (на пути от сел. Верхний Дженгутай к перевалу Кызыл-яр), где верхние горизонты датских отложений представлены чередованием известняков и серых мергелей, с преобладанием последних сверху. В плохо обнаженном промежутке вышележащей части разреза до начала пестрых мергелей фораминиферовой свиты, около 10 м мощности, здесь местами видны серые мергели с редкими прослоями известняков, напоминающие «сероцвет» Южного Дагестана.

В Присулаком районе датские отложения выражены пачкой чередования зеленоватых и белых известняков с прослоями мергеля, внизу пятнистых, с характерным содержанием марказитовых конкреций (пачка 8 м), сверху же более плотных, кремнистых, звонких при ударе (пачка до 16 м). Остатки *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Nautilus* cf. *danicus* Schloth. подтверждают датский возраст отложений. Переход от маастрихтских отложений постепенный. Пестрые мергели фораминиферовой свиты налегают на датские известняки без заметных угловых несогласий. Уже в расстоянии 15—20 км к югу, в верхней части склона хр. Сала-тау, отложения датского яруса значительно изменены и представлены более

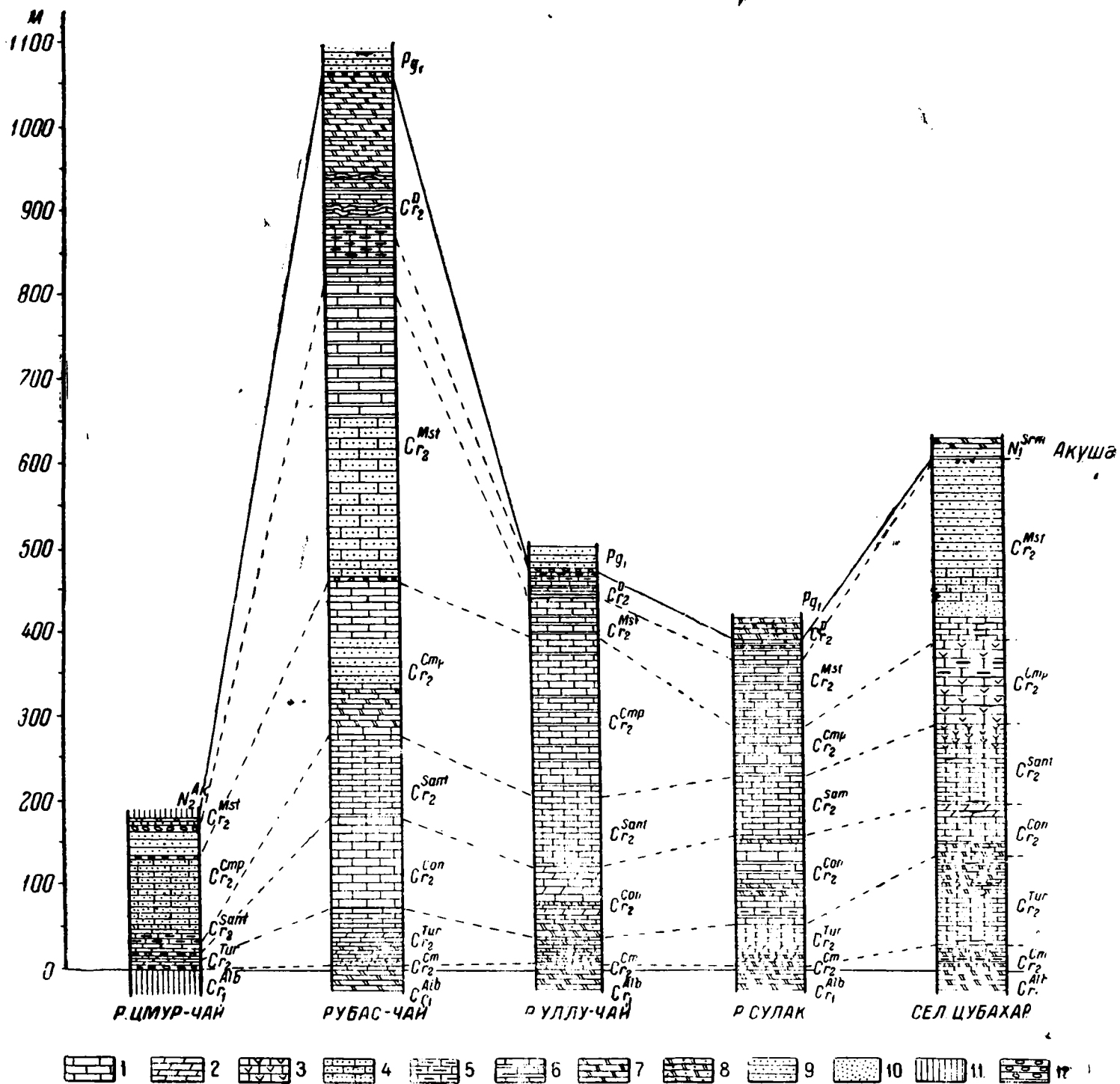


Рис. 9. Стратиграфические разрезы верхнего мела Дагестана (по Д. В. Дробышеву).

1 — светлые, беловатые известняки; 2 — розовые известняки; 3 — мелоподобные известняки; 4 — песчаные известняки; 5 — известняки со стяжками кремня; 6 — чередование слоев известняков и мергелей; 7 — мергли; 8 — песчаные мергли; 9 — песчаники; 10 — пески; 11 — глины; 12 — конгломераты.



мелководными образованиями. Здесь они выражены чередованием белых и серых известняков с тонкими прослоями мергеля и слоев плотных серых кристаллических известняков с включениями кремневых стяжений. Остатки фауны более разнообразны и представлены *Coraster sphaericus* Seun., *Pleurotomaria plana* Münst., Pl. cf. *distincta* Dujard.

В основании отложений лежит слой микроконгломерата в известковом песчанике с остатками маастрихтских *Lepidorbitoides socialis* Leum. (?), по определению Г. П. Ренгартена.

Датские известняки характеризуются тонким, скрытозернистым строением, обладают раковистым изломом и бедны остатками микрофауны. Менее распространены тип известняков с примесью мелких зерен кварца, обломков фораминифер и известковых спикул губок.

Общий список фауны датского яруса, в котором преобладают ежи, следующий: *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Ech. depressus* Eichw., *Ech. cotteui* Lamb. var. *stellaris* Lamb., *Coraster sphaericus* Seun., *C. villanova* Cotteau, *C. muniti* Seun., *Cyclaster piriformis* Cotteau, *Brisopneustes suecicus* Schlüt. Реже встречаются: *Nautilus (Hercoclossa) danicus* Schloth., *Pleurotomaria plana* Münst., Pl. cf. *distincta* Dujard., *Rhynchonella* sp., *Spongia* sp. Микрофауна богата и разнообразна в отложениях мергельной фации Южного Дагестана.

### Верхнемеловые отложения Центрального и Западного Кавказа

Верхнемеловые отложения образуют вдоль предгорий Северного Кавказа почти непрерывную полосу, то суживающуюся, то расширяющуюся в зависимости от тектонических условий их залегания. Расширения связаны или с пологими моноклинальными падениями или с развитием складок. При крутых моноклинальных падениях полоса верхнемеловых отложений особенно суживается (см. геологическую карту). Наконец, эта полоса местами совершенно прерывается вследствие трансгрессивного перекрытия более молодыми свитами.

Так как верхний мел представлен сравнительно прочными известняками и мергелями, а подстилающие и покрывающие породы являются более мягкими, то в рельефе верхнемеловые отложения обычно выделяются повышенными грядами, а поперечные долины и балки при пересечении этой полосы нередко превращаются в узкие, скалистые ущелья.

Расчленение верхнемеловых отложений в разных районах далеко не может быть проведено с одинаковой подробностью. Это зависит от известного однообразия литологического состава верхнемеловых отложений и сравнительно редкого нахождения ископаемых. При определении возраста подразделений возникают трудности также и вследствие отсутствия монографического описания верхнемеловой фауны Кавказа. Немногие работы, в которых изображены окаменелости из верхнего мела Кавказа, очень устарели и требуют полного пересмотра (Г. Абиш, С. Симонович, Л. Вацевич и А. Сорокин, Д. Ангула, Н. И. Каракаш и другие, 564, 1052, 1274, 1280, 1287). Позднее некоторые формы были описаны в работах В. П. Ренгартена (973, 978). За последнее время разработкой стратиграфии верхнего мела Кавказа занимались главным образом В. П. Ренгартен, Д. В. Дробышев и Б. М. Келлер (570, 571), работы которых в значительной части остаются еще неопубликованными.

В фациальном отношении можно выделить три области: 1) центральная и восточная<sup>1</sup> части северного склона Главного хребта, характеризуемые нормальными морскими осадками, 2) западная часть северного склона и почти весь южный склон (Черноморское побережье), отличающиеся развитием флишевой фауны, и, наконец, 3) небольшая площадь на Черноморском побережье к югу от Сочи снова с нормальными морскими отложениями абхазского типа.

Рассмотрение состава и характера верхнемеловых отложений мы начнем с востока и будем следовать вдоль северных предгорий Главного хребта до станции Гостогоаевской в западной части Краснодарского края. Затем рассмотрим отложения Черноморского побережья от Анапы и Новороссийска до устья р. Мзымты.

### Черные горы

В Черных горах, к востоку от р. Аргуна, верхнемеловые отложения, образуя несколько складок, развиты широко. Исследователи нефтеносных областей (888) не имели в виду детально расчленять верхний мел, все же Б. А. Алферов (10, 12) выделил в известняковой толще в районе сел. Ведено два горизонта с фауной — верхний турон и маастрихт.

Более подробно верхнемеловые отложения Черных гор изучались в 1935 г. Д. В. Дробышевым, составившим между рр. Сулаком и Ассой целый ряд детальных разрезов. Выясняется любопытный факт быстрого возрастания мощности мергельно-известняковых отложений с востока на запад, от р. Сулака (327 м) до р. Хулхулау (1296 м). Далее к западу мощности верхнего мела снова уменьшаются. Таким образом, здесь линия выходов верхнего мела наноскоп пересекает зону особенно мощного накопления осадков, проходящую дальше на юго-восток в Центральный Дагестан, а к северо-востоку скрывающуюся под третичными отложениями Сунженской депрессии.

Наиболее мощный и вместе с тем наиболее детально расчлененный разрез верхнемеловых отложений приведем, по неопубликованным данным Д. В. Дробышева, для окрестностей сел. Ведено по р. Алистанджи. При этом для более полной характеристики подразделений указанные в этом разрезе палеонтологические находки дополним фауной, приведенной для соответствующих горизонтов в соседних разрезах (сборы Д. В. Дробышева, К. А. Проколова и И. М. Карка).

Снизу вверх выделяются следующие свиты:

Сено ма н. Чередование дымчато-серого известняка и темного сланцеватого мергеля, слои с включениями черного кремня. По рр. Басс и Харчак в этой свите найдены <i>Inoceramus etheridgei</i> Woods, <i>Progyra canaliculata</i> Sow. . . . .	до 26 м
Верхний турон. Серовато-белые слоистые известняки с тонкими прослоями мергеля и <i>Inoceramus lamarcki</i> Woods, <i>In. cuvieri</i> Sow., <i>Fissurina</i> . . . . .	287 .
Коньякский ярус. Серые, иногда кремнистые известняки с прослоями зелено-серого нередко песчанистого мергеля с фукоидными отпечатками. Местами наблюдается розовая окраска пород. Фауна: <i>Inoceramus involutus</i> Sow., <i>In. ex gr. inconstans</i> Woods . . . . .	до 202 .
Сантонский ярус. Свита зелено-серых мергелей с тонкими прослоями известняков. Фауна: <i>Inoceramus cycloides</i> Weg., <i>In. cardisoides</i> Goldf. . . . .	156 .

<sup>1</sup> Верхнемеловые отложения восточной части северного склона Кавказа в пределах Дагестанской АССР описаны выше Д. В. Дробышевым.

- Кампанский ярус. Серовато-белые плитняковые известняки с тонкими прослоями серого мергеля. В ущелье Алистанджи найдены только *Inoceramus balticus* Boehm, *In. regularis* d'Orb., а по р. Басс — также *Holaster* cf. *semistriatus* Desor и *Pseudoffaster caucasicus* L. Dru . . . . . 360 м
- Маастрихтский ярус. Светлосерые слоистые известняки с прослоями зелено-серого мергеля и более редкими, но мощными пластинами известковистых песчаников. По р. Алистанджи найдены *Scaphites constrictus* Binkh., *Inoceramus tegulatus* Hag., *Echinocorys ovatus* Leske, *Lepidorbitoides socialis* Leym., а по р. Басс — *Pachydiscus colligatus* Binkh. . . . . 225 „
- Датский ярус. 1. Песчанистый мергель с включениями известняка. 2. Чередование слоев светлосерых известняков и мергелей. Фауна: *Echinocorys* cf. *sulcatus* Goldf. и фораминиферы — *Spiroplectamina carinata* Subb., *Gaudryina indentata* Cush. et Jarvis, *G. rugosa* d'Orb., *Clavulina parisiensis* d'Orb. . . . . 5 „ 84 „

Чрезвычайное увеличение мощности верхнемеловых отложений в разрезе р. Алистанджи — до 1296 м — распространяется на все ярусы, за исключением, быть может, только сеномана. При этом сохраняется известняково-мергельный характер осадков. По сравнению с обычным составом отложений можно только отметить преобладание мергелей над известняками и появление в коньякских и маастрихтских отложениях примеси песчаного материала. Иногда чередование этих пород получает ритмичный, флишевый характер. Большой интерес представляет также исключительная для Северного Кавказа находка в маастрихтских отложениях крупных фораминифер — *Lepidorbitoides socialis* Leym., характерных для флишевых фаций зоны южного склона.

Большие мощности верхнего мела сохраняются далее к западу от р. Алистанджи — по р. Басс (1248 м) и несколько уменьшаются в разрезе по р. Аргуну (815 м). Более нормальные мощности отмечаются Д. В. Дробышевым лишь в разрезе по р. Восточная Рошняя (404 м). Таким образом, на протяжении 60 км между рр. Харчак и Восточная Рошняя идущий в широтном направлении северный склон Черных гор пересекает под косым углом зону особенно мощных верхнемеловых отложений. Эта зона с простиранием с северо-запада на юго-восток 120° проходит через весь Центральный Дагестан (Арак-меер, Цудахар) и достигает побережья Каспийского моря у сел. Гапиль по р. Рубас-чай. Действительная ширина зоны мощных накоплений не более 40 км. Любопытно отметить, что простираение складок в Черных горах совпадает с направлением этой полосы, а не с более поздним широтным поднятием самих Черных гор.

Более обычный для Северного Кавказа разрез верхнемеловых отложений записан Д. В. Дробышевым по р. Восточная Рошняя, в 25 км к западу от р. Аргуна. Снизу вверх здесь выделяются:

- Сеноман. Чередование зеленовато-серых почковатых известняков и более темных зеленовато-серых мергелей с *Inoceramus etheridgei* Woods . . . . . 18 м
- Турон. Плотные слоистые известняки, часто со стилолитами и тонкими прослоями мергеля. Нижний слой свиты — зеленовато-серый известняк — содержит много глауконита и имеет мелкообломочный характер. Выше известняки белые, но встречаются пласты розового известняка и кирпично-красного мергеля. Для р. Рошнии соседних разрезов отмечаются *Inoceramus lamarki* Park., *In. cuvieri* Sow. . . . . до 120 „
- Коньяк. Светлосерые то плотные, то зернисто-кристаллические известняки. Внизу некоторые слои окрашены в розовый цвет и заключают прослойки кирпично-красных мергелей, а также *Inocera-*

<i>mus schloenbachi</i> Voehm. В верху прослоев мергелей нет, наблюдается примесь песчаного материала. По р. Аргуну в этом горизонте собраны <i>Inoceramus involutus</i> Sow. и <i>In. cardisoides</i> Goldf.	39 м
Сантон (?). Чередование дымчато-серых глинистых и белых, более чистых известняков. Местами тонкие прослои мергеля. Встречаются <i>Globotruncana</i> . . . . .	80 "
Кампан (?). Слоистые серовато-белые известняки со стилолитами . .	75 "
Маастрихт. Дымчато-белые известняки вверху с прослоями темно-серого мергеля с <i>Inoceramus tegulatus</i> Hag. и <i>Echinocorys ex gr. ovatus</i> Leske. В разрезе по р. Аргуну вместе с этими формами встречен еще <i>Scaphites constrictus</i> Sow. . . . .	85 "
Датский ярус. Дымчато-серые известняки с прослоями серого мергеля и датским комплексом фораминифер (по В. М. Келлеру): <i>Ammodiscus incertus</i> d'Orb., <i>Gaudryina retusa</i> Cushman, <i>Flabellina reticulata</i> Hantken, <i>Nodosaria velascoensis</i> Cushman, <i>Bulimina inflata</i> Seguenza, <i>Globigerina triloculinoides</i> Plumer, <i>Pullenia coryelli</i> White . . . . .	37 "

В разрезе по р. Восточная Ропня общая мощность верхнемеловых отложений достигает 404 м. При этом ненормально большую мощность имеют только отложения турона — 120 м.

Далее в западной части Черных гор мощности еще несколько сокращаются. По р. Фортанге общая мощность верхнего мела, по Д. В. Дробышеву, составляет только 272 м, причем сеноман отсутствует, а турон (верхний), мощностью в 85 м, налегает непосредственно на верхний альб.

### Бассейны рр. Ассы и Камбилеевки

По долинам рр. Ассы и Камбилеевки верхнемеловые отложения были описаны Н. И. Каракашем (564), а впоследствии В. П. Ренгартемом (952, 956, 978) и отчасти К. А. Прокоповым (855). Разрез приводим в восходящей последовательности (рис. 10).

Туронский ярус. 1. Зеленовато-серый песчанистый глауконитовый известняк с мелкими включениями буроватого мергеля . . . . .	от 0 до 1 м
2. Грубослоистые белые и светлосерые плотные известняки с содержанием карбонатов до 96%. Фауна: <i>Inoceramus civieri</i> Sow. . . . .	11 "
3. Чередование белых и розовых плотных известняков. В последних $\text{CaCO}_3$ 96%, $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 0,31% . . . . .	32 "
4. Чередование белых известняков и зеленоватых хрупких мергелей с <i>Inoceramus lamarki</i> Woods var. I et II Renng., <i>In. apicalis</i> Woods, <i>In. costellatus</i> Woods, <i>In. inconstans</i> Woods (forma typica), <i>Comulus</i> sp. . . . .	11 "
Ковьякский ярус. 5. Чередование белых и розовых плотных известняков с <i>Inoceramus koeneni</i> Müll. . . . .	13 "
Сантонский ярус. 6. Плотные белые известняки, иногда с прослоями или пятнами розовых известняков с <i>Inoceramus inconstans</i> Woods var. <i>subsarumensis</i> Renng. et var. <i>brightonensis</i> Renng., <i>In. frechi</i> And. . . . .	9 "
Кампанский ярус. 7. Белые и светлосерые (синеватые) твердые, отчасти кремнистые и мергелистые известняки, чередующиеся со сланцеватыми мергелями с <i>Inoceramus</i> sp. . . . .	160—180 "
Маастрихтский ярус. 8. Свита грубослоистых белых и светлосерых звонких известняков со <i>Scaphites</i> sp., <i>Phylloceras</i> sp., <i>Inoceramus cf. tegulatus</i> Hag., <i>Terebratulina</i> sp., <i>Rhynchonella plicatilis</i> Sow., <i>Echinocorys ovatus</i> Leske, <i>Pseudoffaster cf. caucasicus</i> L. Dru, Foraminifera (много) . . . . .	до 40 "
Датский ярус. 9. Кирпично-красные твердые известняки с небольшими прослойками, участками или пятнами мергелей зеленой окраски. Много <i>Echinocorys</i> sp. . . . .	20 "

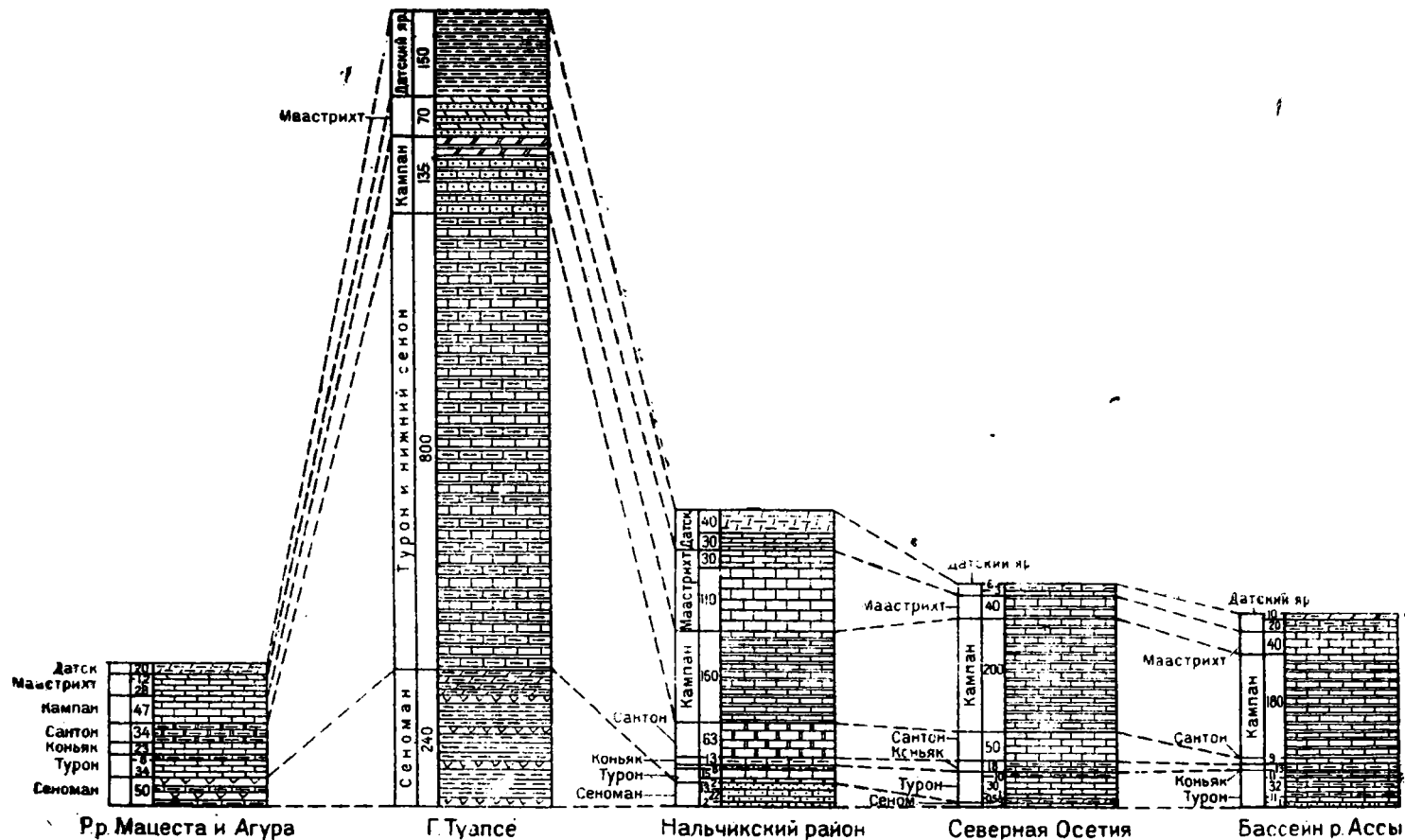


Рис. 10. Стратиграфические разрезы верхнего мела Центрального и Западного Кавказа.

10. Нижняя часть свиты розово-бурых и зеленых мягких мергелей, неслоистых, с неправильным распределением окраски. Встречаются деформированные *Echinocorys* sp.

Из общей мощности в 80 м к датскому ярусу условно относится до 10 м.<sup>1</sup>

Как видим, в Ассинском районе верхнемеловая свита при мощности в 320—340 м расчленяется на 10 горизонтов частью по литологическим признакам, частью по заключающейся в них фауне.

Сеноманские отложения отсутствуют. Это доказывается тем, что грубообломочный слой в основании туронской свиты залегает трансгрессивно на верхнем альбе. От турона до датского яруса серия отложений непрерывна, но границы некоторых ярусов пока еще приходится проводить условно, ввиду недостаточности сборов фауны. Также условной является и граница мела с эоценом. Отнесение двух верхних горизонтов к датскому ярусу сделано по аналогии с разрезами Дагестана и Северной Осетии, где были найдены руководящие для этого яруса формы.

### Северо-Осетинская АССР

На протяжении более 90 км от р. Терека до р. Черема узкая полоса верхнемеловых отложений изучалась очень мало. Однако имеющиеся данные говорят о большом постоянстве разреза на этом протяжении. Наиболее дробное расчленение дает В. П. Ренгартен для восточной части района в бассейнах рр. Гизель-дона и Фиал-дона, где мощность верхнемеловых отложений выражается 336 м (948, 951, 1010). Некоторое уточнение разреза внес Д. В. Дробышев своими наблюдениями по рч. Майрам-адаг. Приводим разрез в восходящей последовательности:

Сеноман. 1. Палево-серые, слегка песчанистые зернистые известняки, чередующиеся с более темными хрупкими мергелями. Фауна: <i>Inoceramus etheridgei</i> Woods, <i>Echinodermata</i> , Брюзоа, <i>Textularia</i> sp. и „сферы“ . . . . .	до 9 м
Туронский ярус (условно). 2. Красновато-коричневый песчанистый мергель с гальками осадочных пород и линзами красной глины. Зубы акуловых, <i>Terebratula</i> sp., <i>Globigerina</i> . . . . .	от 0 до 0,7 "
3. Серый, местами красноватый песчанистый известняк с <i>Globigerina</i> sp. . . . .	1 "
4. Белые звонкие слоистые известняки с <i>Inoceramus lamarki</i> Park. (Woods), <i>In. cuvieri</i> Mant., <i>Globigerina</i> sp., <i>Nodosaria</i> sp. и „Феферами“ ( <i>Lagenidae</i> ?) . . . . .	до 30 "
5. Красные известняки . . . . .	до 10 "
Коньякский ярус. 6. Красные звонкие известняки с прослоями красного мергеля, иногда сланцеватого. Фауна: <i>Inoceramus</i> sp. ex gr. <i>In. involutus</i> Sow . . . . .	18 "
Саяноский ярус (условно). 7. Плотные тонкослоистые белые известняки с редкими прослоями розовых известняков . . . . .	от 20 до 50 "
Кампанский ярус. 8. Чередование белых известняков и зеленовато-серых мергелей с <i>Inoceramus</i> sp., <i>Echinocorys ovatus</i> Leske var. cf. <i>petasata</i> Lamb., <i>Pseudoffaster</i> cf. <i>caucasicus</i> L. Dru, Crinoidea и пр. . . . .	до 200 "
Мластрихтский ярус. 9. Несколько мощных пачек слоистых белых известняков, разделенных горизонтами серовато-белых мергелистых известняков, с прослоями мягкого белого мергеля. Фауна: <i>Terebratula</i> sp., <i>Echinocorys ovatus</i> Leske . . . . .	40 "

<sup>1</sup> По И. А. Коробкову, всю толщу мергелей правильнее относить к палеоцену, считая, что *Echinocorys* здесь находится во вторичном залегании.

- Датский ярус. 10. Розовые и белые мергелистые известняки с *Echinocorys* cf. *sulcatus* Goldf. и „сферами“. Н. Х. Платоновым (486) и этих же слоев найдена *Hercoglossa danica* Schloth. (долина р. Урух) . . . . . до 3 „
11. Зеленоватые и коричнево-красные мергели с пятнистой окраской. Нижняя часть этой характерной свиты заключает *Ostrea* дѳв. sp., *Globigerina* sp. и „сферы“. Условно она отнесена к датскому ярусу . . . . . 6 м

Свита сеномана отсутствует в южной зоне развития верхнего мела (в долине Кобан-дона). Верхний турон покрывает там разные горизонты нижнего мела. Но и для северной зоны следует отметить отсутствие нижнего турона и, повидимому, верхов сеномана.

На большом протяжении от р. Фиаг-дона до Череха детальных исследований верхнемеловых отложений не производилось. Устарелые сведения приводятся для долин Ардона и Уруха в работах Н. И. Каракаша (561, 564). Очень кратко касаются верхнего мела М. С. Швецов (1237) и А. Н. Розанов (1010). В работах Н. Х. Платонова (829, 830) приводится разрез по долине Уруха, где толща известняков верхнего мела в 250 м расчленяется мало, так как фауны было собрано недостаточно. Приводятся химические анализы известняков и мергелей.

### Кабардинская АССР

Особенно детально верхнемеловые отложения были изучены и расчленены работами В. П. Ренгартена (947, 962, 963, 965, 969) в окрестностях г. Нальчика. В долине Череха, в бассейнах pp. Хиёу, Нальчика, Шалушки и Чегема было изучено множество разрезов, послойно собрана и обработана огромная фауна. Нальчикский разрез может служить эталоном для ознакомления с верхним мелом Северного Кавказа. В последние годы Б. А. Алферов (15), Н. Н. Субботина (1124) и Д. В. Дробышев внесли некоторые добавления к разрезу В. П. Ренгартена. Снизу вверх здесь выделяются следующие горизонты:

- Сеноман. 1. Слои почковатого песчанистого известняка с *Puzosia* sp., *Neohibolites* sp., *Inoceramus etheridgei* Woods, *Pseudananchys algerus* Coq., *Holaster* sp. . . . . 2 м
2. Светлые, желтовато-серые песчанистые известняки, с прослоями серого песчанистого мергеля с *Neohibolites* sp., *Inoceramus etheridgei* Woods, *In. crippi* Mant., зубами акулы и пр. . . . . от 4 до 22 „
3. Зеленовато-серые косослонистые глауконитовые пески . . . . . от 0 до 13 „
- Туронский ярус. 4. Серовато-белый глауконитовый почковатый известняк до . . . . . 2 „
5. Плотные белые известняки с *Inoceramus cuvieri* Sow., *Terebratula bedksi* Roem., *Conulus subconicus* d'Orb., *C. subrotundus* Mant. . . . . 15 „
6. Белые и розовые плотные известняки с *Inoceramus lamarki* Park., *In. apicalis* Woods, *In. costellatus* Woods, *In. inconstans* Woods, *In. inconstans* Woods var. *brightonensis* Reng. . . . . 8 „
- Ковьякский ярус. 7. Белые и розовые плотные известняки с *Inoceramus involutus* Sow., *In. koeneni* Müll., *In. lamarki* Park., *In. cf. cordiformis* Sow., *In. inconstans* Woods, *In. inconstans* Woods var. *brightonensis* Reng. . . . . от 5 до 13 „
- Сантонский ярус. 8. Плотные белые грубослонистые известняки со стяжениями кремня. Вверху прослой мергелей. Фауна: *Inoceramus inconstans* Woods, *In. garumensis* Woods, *In. subsarumensis* Reng., *In. crassus* Petr., *In. subquadratus* Müll., *In. balticus* J. Boehm. Д. В. Дробышев указывает из этого горизонта еще *Inoceramus pachtyi* Arkhang.,

а из верхних слоев Н. Н. Субботиной определены следующие фораминиферы: *Ammodiscus incertus* d'Orb., *Marssonella turris* d'Orb., *Gyroïdina exsculpta* Reuss, *Globotruncana arca* Cushman, *Anomalina clementiana* d'Orb., *A. ammonoides* Reuss, *Gaudryina pupoides* d'Orb., *Ataxiophragmium variable* d'Orb., *Orbignyina ovata* Hag. . . . .

от 20 до 68 м

Капанский ярус. 9. Чередование слоев белых известняков и зеленовато-серых мергелей, то более твердых и хрупких, то мягких, сланцеватых. Фауна: *Pachydiscus* sp. ex gr. *levyi* Gross., *Inoceramus balticus* J. Böhm, *In. regularis* d'Orb., *In. inconstans* Woods var., *In. crassus* Petr., *In. sarumensis* Woods, *In. subsarumensis* Renng., *Micraster schroederi* Stoll., *Pseudofaster caucasicus* L. Dru., *Austinocrinus erkerti* Dames, *Spongites saxonicus* Gein. Фораминиферы, по Н. Н. Субботиной: *Heterostomella foveolata* Marss., *Marssonella turris* d'Orb., *Gyroïdina soldanii* d'Orb., *G. exsculpta* Reuss, *G. micheliniana* d'Orb., *Globigerinella aspera* Ehrenb., *Globotruncana arca* Cushman, *Anomalina clementiana* d'Orb., *A. ammonoides* Reuss, *Planulina taylorensis* Carsay, *Arenolimitina presli* Reuss, *Ataxiophragmium variable* d'Orb., *Orbignyina ovata* Hag., *Bolivinoïdes decorata* Jones, *Bolivinita quadrilatera* Schwag., *Pleurostomella subnodosa* Schwag., *Cibicides lobatulus* Walk. et Jacob. . . . .

от 130 до 160 .

Маастрихтский ярус. 10. Грубослонистые, иногда мелоподобные белые известняки с богатой маастрихтской фауной: *Scalpellum* sp., *Hamites vernickei* Woll., *Scaphites constrictus* Sow., *Sc. niedzwiedskii* Uhl., *Parapachydiscus cf. colligatus* Binkh., *Inoceramus balticus* J. Böhm var., *In. regularis* d'Orb., *In. lingua* Goldf., *In. inconstans* Woods, *In. tegulatus* Hag., *Pterina danica* Raven., *Pecten cretosus* Deffr., *P. spatulatus* Roem., *P. nilssoni* Goldf., *Rhynchonella plicatilis* Sow., *Terebratula cf. carnea* Sow., *Kingena lima* Deffr., *Magas pumilus* Sow., *Echinocorys ovatus* Leske, *E. ovatus* Leske var. *pyramidata* Portl., var. *petasata* Lamb., *E. conoideus* Goldf., *E. gibbus* Lam. var. *subglobosa* Goldf., *Micraster schroederi* Stoll., *Pseudofaster renngarteni* Schmidt, *Spongites saxonicus* Gein. . . . .

от 50 до 110 .

11. Плотные белые слонистые известняки с *Echinocorys ovatus* Leske, *E. ovatus* Leske var. *pyramidata* Portl., var. *petasata* Lamb., var. *humilis* Lamb., *E. gibbus* Lam., var. *subglobosa* Goldf., *E. conoideus* Goldf., *E. cotteai* Lamb., *Pseudofaster renngarteni* Schmidt. Из фораминифер Н. Н. Субботина называет: *Ammodiscus incertus* d'Orb., *Spiroplectamina kelleri* Dain., *Heterostomella foveolata* Marss., *Marssonella turris* d'Orb., *Gyroïdina soldanii* d'Orb., *G. exsculpta* Reuss, *Globigerinella aspera* Ehrenb., *Globotruncana arca* Cushman, *Anomalina clementiana* d'Orb., *Planulina taylorensis* Carsay. . . . .

30 .

Датский ярус. 12. Две или три пачки слонистых серовато-белых, иногда розовых известняков среди светлых зеленовато-серых мергелей. Фауна: *Hercoglossa danica* Schloth., *Rhynchonella plicatilis* Sow., *Echinocorys sulcatus* Goldf., *E. depressus* Eichw., *E. pyrenaicus* Seun., *E. perconicus* Hag., *E. cotteai* Lamb., *E. cotteai* Lamb. var. *stellaris* Lamb. и фораминиферы, из которых по Н. Н. Субботиной к указанным выше добавляются: *Globorotalia conicotruncata* Subb., *Heterostomella gigantea* Subb. . . . .

от 15 до 30 .

Все ярусы верхнемеловых отложений в окрестностях Нальчика имеют наиболее отчетливое развитие, а вся толща пород достигает мощности в 270—445 м. Все же имеются основания предполагать наличие перерыва между сеноманом и туроном. Верхний сеноман и нижний турон палеонтологически не охарактеризованы. Трансгрессивное залегание верхнего турона выражается тем, что базальный слой почковатого глауконитового



а также по материалам М. В. Муратова, уже во время меловой седиментации наметилась зона поперечного воздымания по линии ЮЗ—СВ (Кисловодок—Ессентуки), где отмечаются уменьшенные мощности осадков и следы перерывов перед сеноманом, верхним туроном, маастрихтом и палеоценом. Воспроизводим здесь сводный разрез верхнего мела, опираясь на новейшие материалы Минераловодской экспедиции МГРНИ с учетом прежних данных Д. В. Дробышева и В. П. Ренгартена.

- Сеноман. Чередование песчанистых известняков и рыхлых слоистых мергелей. Фауна: *Acanthoceras mantelli* Sow., *Neohibolites ultimus* d'Orb., *Inoceramus etheridgei* Woods, *Holaster subglobosus* Leske. В базальном слое иногда наблюдается галка альбеских сидеритов, а в глины альба углубляются „ризолиты“ — ходы фолад и других зарывающихся в ил животных . . . . . от 4 до 10 м
- Турон. Белые и розовые известняки, слегка песчанистые в основании, с ничтожным содержанием калийной селитры. Вверху стилолиты. Фауна верхнего турона: *Inoceramus lamarki* Park., *In. cuvieri* Sow., *In. costellatus* Woods, *Conulus subconicus* d'Orb., *C. sobrotundus* Mant. . . . . 15 „
- Коньяк. Серовато-белые и розовые плотные, иногда мелоподобные известняки с крупными стилолитами. Фауна: *Inoceramus involutus* Sow., *In. koeneni* Müll., *In. frechi* And., *In. inconstans* Woods var., *In. rotundatus* Fiege, *In. humboldti* Heinz., *In. deformis* Heinz., *Echinocorys vulgaris* Breun. cf. var. *scutata* Leske. . . . . от 15 до 35 „
- Сантон. Чередование серовато-белых известняков и зеленовато-серых мягких мергелей с преобладанием известняков с *Inoceramus inconstans* Woods var., *sarumensis* Woods и var. *plana* Flb., Ostracoda . . . . . от 9 до 30 „
- Кампан. Чередование слоев белых известняков и зеленоватых мягких мергелей. По преобладанию то тех, то других пород можно выделить несколько пачек. Фауна: *Hauericeras pseudogardeni* Schlüt., *Scaphites spiniger* Schlüt., *Parapachydiscus levyi* Gros's., *Inoceramus laticus* Boehm., *In. inconstans* Woods var. *sarumensis* Woods, *In. lingua* Goldf., *In. crassus* Petr., *In. brancoi* Weg., *In. salisburgensis* Fugg. et Kastn., *In. germanicus* Heinz., *In. convexus* Maek., *In. glatziae* Fleg., *Micraster schroederi* Stoll., *M. (Gibbaster) fastigatus* Gauth., *Offaster pomeli* Mun-Chal., *Pseudoffaster caucasicus* L. Dru., *Echinocorys gibbus* Lam. . . . . до 200 „
- Маастрихт. Слегка песчанистые известняки с тонкими прослоями зеленовато-серых мергелей. Фауна: *Baculites knorri* Desm., *Scaphites constrictus* Sow. var. *vulgaris* Now., *Sc. niedzwiedzki* Uhl., *Pachydiscus colligatus* Binkh., *P. neubergericus* Hauer, *Inoceramus tegulatus* Hag., *In. tegulatus* Hag. var. *gibberula* Dobr., var. *undulato-sulcata* Dobr., *In. ravni* Dobr., *In. ravni* Dobr. var. *tuberculata* Dobr., *In. salisburgensis* Fugg. et Kastn., *In. laticus* Boehm., *In. caucasicus* Dobr., *In. caucasicus* Dobr. var. *monilifera* Dobr., var. *fistulata* Dobr., *Pteria danica* Ravn., *Pecten spatulatus* Roem., *Spondylus spinosus* Sow. var. *aequalis* Heb., *Rhynchonella plicatilis* Sow., *Catopugus pyriformis* Agass., *Pseudoffaster renngarteni* Schmidt, *Echinocorys ovatus* Leske var. *acuta* Nietsch., var. *pyramidata* Portl., *Austinocrinus erekerti* Dames, *Au. radiatus* Anth. . . . . от 0 до 125 „
- Датский ярус. Сильно песчанистые мергели с тонкими прослоями известняка, иногда алевролитовые глауконитовые песчаники. *Echinocorys pyrenaicus* Seun., *E. cf. obliquus* Nils., губки, зубы акул . . . . . от 8 до 15 „

Общая мощность верхнего мела доходит до 430 и даже до 480 м, причем на нижние четыре яруса приходится от 40 до 90 м, а на кампан и маастрихт — 340—400 м. По линии поперечного поднятия общая мощ-

ность верхнего мела уменьшается до 250 м, а датские и маастрихтские отложения сильно обогащаются песчаным материалом (богунтинские песчаники с *Inoceramus vancouverensis* Shumard и морскими ежами). На Подкумке мергели эльбурганской палеоценовой свиты ложатся непосредственно на кампан.

К северо-западу от зоны Джинальского хребта верхнемеловые отложения выступают среди третичных в куполообразных поднятиях лакколитов — Машука, Бештау, Лысой, Железной, Быка и др. Лучший разрез прослежен А. П. Герасимовым на горе Бештау, где свита верхнего мела находится в опрокинутом залегании. Здесь особенно важно отметить трансгрессивное залегание верхнего турона непосредственно на верхнеальбских глинистых сланцах с *Aucellina gryphaeoides* Sow. Сенoman отсутствует. Близость трахитовых интрузий обусловила значительное уплотнение меловых пород и, возможно, их более темную окраску.

### Черкесская автономная область

К западу от Минераловодского района верхнемеловые отложения претерпевают значительные изменения в своем составе, мощности и фациях. Литературные данные о них, как и для других районов Кавказа, очень скудны. Назовем работы Н. И. Каракаша (564), К. И. Богдановича (135), С. И. Чарноцкого (1206), А. П. Герасимова (320), а для последнего времени — Н. Д. Баклановой (62, 64, 65) и Б. М. Келлера (570, 571). Новые данные по верхнемеловым отложениям для участка между рр. Кубанью и Курджипсом заключаются в отчетах П. К. Иванчука, А. С. Муромцева, А. В. Ульянова и П. Я. Шибинского. Наконец, специально стратиграфическими исследованиями верхнего мела занимался здесь Д. В. Дробышев, данными которого мы воспользуемся для описания некоторых разрезов.

По рр. Кубани, Зеленчукам и Урупу разрез верхнего мела, по сравнению с минераловодским, изменяется лишь немного. Главным образом уменьшается мощность всех ярусов. В сумме мощность всего верхнего мела снижается до 250 м. Но далее к западу из разреза выпадает весь нижний сенон, иногда отсутствуют маастрихтский и датский ярусы. Мощность остальных ярусов падает до нескольких метров, и, например, на р. Курджипсе мощность всего верхнего мела — только 39 м. В целом ряде мест верхний мел вообще отсутствует, будучи смыт перед трансгрессией палеогена.

Зона резко уменьшенного накопления верхнемеловых отложений прослеживается по долинам рр. Тегеня, Б. и М. Лабы, Ходзи, Белой и Курджипса, т. е. на пространстве 125 км, что, повидимому, соответствует ширине полосы в 40 км. Приведем, по данным Б. М. Келлера (571), разрез верхнего мела Безводно-Дагестанского района по р. Курджипсу (снизу вверх):

- |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |      |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| Сеноманский ярус. Серые и зеленоватые средневершинные кварцево-глауконитовые песчаники с уплотненными, более известковыми прослоями содержат: <i>Inoceramus etheridgei</i> Woods, <i>In. crippsi</i> Mart. и фораминиферы — <i>Arenobulimina presli</i> Reuss, <i>Globorotalia planiconvexa</i> Seguenza, <i>Globigerina cretacea</i> d'Orb.                                                                                                                                                                                              | 5 м  |
| Туронский ярус. Белые мелоподобные известняки, переходящие к западу в очень плотные светлосерые разности. Фауна: <i>Inoceramus lamarecki</i> Park. var. I Reppng и фораминиферы <i>Textularia trochus</i> d'Orb., <i>T. turris</i> d'Orb., <i>Gaudryina ragosa</i> d'Orb., <i>Arenobulimina presli</i> Reuss, <i>Cristellaria rotulata</i> Lam., <i>Gyroldina soldanii</i> d'Orb., <i>Pulvinulinella culter</i> Park. et Jones, <i>Globigerina cretacea</i> d'Orb., <i>Globotruncana linneana</i> d'Orb., <i>Gl. marginata</i> Reuss. . . | 12 „ |

- Кампанский ярус. Трансгрессивно на турон, а иногда и непосредственно на сеноман налегает, с базальным конгломератом в основании, пачка светлосерых, внизу несколько песчанистых известняков, переслаивающихся с зеленоватыми мергелями. Фауна: *Belemnitella* sp., *Inoceramus balticus* J. Boehm, *Echinocorys ovatus* Leske var. *pyramidata* Portl., *E. goldfussi* Lamb., *Galeola senonensis* d'Orb., а на фораминифер можно отметить *Cibicides voltziana* d'Orb. . . . . 6 м
- Маастрихтский ярус. Светлосерые мягкие известняки с тонкими прослойками мергелей. Фауна: *Pachydiscus colligatus* Binkh., *Scaphites* sp. ex gr. *constrictus* Sow., *Inoceramus balticus* J. Boehm, *Echinocorys ovatus* Leske var. *pyramidata* Portl., *E. goldfussi* Lamb., *E. obovaresmicus* Trautsch., на многочисленных фораминифер отметить появление *Bolivina plaita* Carsey, *Pseudotextularia varians* Rzehak, *Globotruncana arca* Cushman. var. *contusa* Cushman. . . . . 12 „
- Датский ярус. Литологический состав этой трансгрессивно залегающей свиты изменяется на коротком протяжении — то кварцево-глауконитовые песчаники, то плотные, то мягкие зеленовато-серые мергели. Фауна представлена *Hercoglossa* cf. *danica* Schloth., *H.* cf. *cassimiana* Foord et Creek, *Gryphaea pitcheri* Mort., *Exogyra similis* Pusch, *Coraster villanova* Cott., *C. munieri* Seun., *Echinocorys sulcatus* Goldf. Из фораминифер можно назвать *Globigerina pseudobulloides* Plummer, *Gl. triloculinoides* Plummer, *Orbignyina ovata* Hag., *Arenobulimina presli* Reuss, *A. puschi* Reuss, *Bolivinoidea decorata* Jones, *Vulvulina colei* Cushman., *Bolivina plaita* Carsey, *Bulimina trinitanensis* Cushman., *Gyroidina florealis* White, *Anomalina grosserugosa* Gumbel. . . до 12 „

Общая мощность верхнего мела в разрезе по р. Курджипису в районе станицы Дагестанской 47 м. Всего лишь в 10 км далее к юго-западу на горе Самурской, по Б. М. Келлеру (571), разрез верхнего мела резко изменяется. Сеноман, турон и нижний турон отсутствуют. На нижнемеловых отложениях здесь залегают:

- Кампан. Белые известняки, переходящие выше в пачку зеленовато-серых мергелей. Известняки и мергели переполнены включениями, иногда до 2 м в поперечнике, нижнемеловых песчаников и сланцев и охарактеризованы микрофауной, из которой можно назвать *Pulvinulina cordieriana* d'Orb., *Planoglobulina acervulinoides* Egger. . . . . 20 м
- Маастрихт. Тонкослоистые зеленоватые мергели с редкими прослойками грубозернистых кварцевых песчаников, вверху пачка розоватых известняков. Свита охарактеризована *Inoceramus* sp. ex gr. *balticus* J. Boehm, *Rhynchonella* cf. *plicatilis* Sow. и фораминиферами, среди которых можно отметить *Bolivina incrassata* Reuss. . . . . 17 „
- Датский ярус. Плитчатые зеленоватые мергели с обильной фауной фораминифер: *Gaudryina oxygona* Reuss, *G. laevigata* var. *pyramidata* Cushman., *Nodosaria concinna* Reuss, *Flabellina interpunctata* Marck, *Pullenia quinqueloba* Reuss, *Allomorphina allomorphinoides* Reuss, *Nodellum velascoensis* Cushman., *Lituotuba lituiformis* Brady, *Glomospira charoides* Parker et Jones, *Spiroplectamina clotho* Grzybovsky и др. . . . . 20 „

При некотором увеличении мощности верхних трех ярусов мы находим здесь крайне грубые фации, свидетельствующие о существовании какого-то размывавшегося барьера или кордильеры островов, лежавших на границе описанной выше зоны и находившейся еще южнее области отложения флишевых осадков. Присутствие малоокатанных включений более древних пород среди известковых и мергелистых иловатых осадков сближает эти отложения с флишем.

## Краснодарский край

Флишевая фация верхнемеловых отложений, выражающаяся ритмичным чередованием слоев известковистых песчаников, мергелей, глин и известняков, в Северо-Западном Кавказе описывалась уже давно. Назовем работы К. Ф. Ругевича (1018), О. Н. Никитина (775, 776), К. И. Богдановича (136), С. И. Черноцкого (1207, 1208), К. А. Прокопова (858, 860, 861), И. М. Губкина (402), Н. К. Игнатовича, П. Н. Палея и Н. Н. Славянова (540), А. Д. Архангельского (55), А. Л. Козлова (596), П. И. Ивченко. В последнее время стратиграфия верхнемелового флиша в значительной мере разъяснилась благодаря работам Н. Б. Вассоевича (238) и Б. М. Келлера (571).

От горы Самурской верхнемеловые отложения прослеживаются по рр. Туха, Тушепс, Пишип до Хадыжинского района, причем мощность их постепенно увеличивается и разрез пополняется снизу более глубокими горизонтами кампана, залегающего все еще трансгрессивно на нижнем мелу. Разрез верхнего мела в районе станицы Хадыжинской, по Н. Б. Вассоевичу и Б. М. Келлеру, можно представить в следующем виде:

**Кампанский ярус.** Ритмичное чередование слоев светлых известняков, зеленоватых мергелей и известковистых кварцево-глауконитовых песчаников. Характерные флишевые скульптуры на нижних поверхностях прослоев песчаников, следы подводных оползней. Вверху прослой кефелинита, повидимому образовавшегося за счет вулканических материалов. В нижней части свиты найден *Pseudofaster caucasicus* L. Dru, в верхней (в районе р. Псекупса) — *Belemnitella mucronata* Schloth. и *Inoceramus balticus* J. Boehm. Из фораминифер можно отметить: *Globigerina elevata* d'Orb., *Gümbelina globulosa* Ehrenb., *Spiroplectamina dentata* Alth., *Textularia nacataensis* White, *Clavulina parisiensis* d'Orb., *Lituotuba lituiformis* Brady, *Trochamminoides irregularis* White . . . . .

370—450 м

**Маастрихт.** Чередование слоев светлых зеленоватых плотных мергелей, более мягких зеленых мергелей и более редких известковистых песчаников, замещающихся в более восточных районах (р. Туха) прослоями полимиктовых микроконгломератов. Свита охарактеризована фораминиферами *Planoglobulina acervulinoides* Egger, *Reussia limbata* White, *Cibicides constricta* Hag., *Bolivina incrassata* Reus s. *Orbignyia ovata* Hag., *Nodellum velascoensis* Cushman, *Lituotuba lituiformis* Brady, *Trochamminoides irregularis* White от 180 до 270 м

**Датский ярус.** Плотные оливково-зеленые мергели с полиэдрической отдельностью и более мягкими глинистыми прослоями. Редкие прослой известковистых песчаников. Эта свита в Хадыжинском районе была выделена Н. Б. Вассоевичем под названием свиты Цице. К востоку увеличивается количество прослоев мягких мергелей; по р. Тухе С. Т. Коротков назвал аналоги датского яруса тухинской свитой<sup>1</sup>. . . . . до 90 м

Общая мощность верхнего сенона и датского яруса в Хадыжинском районе достигает 600—800 м. Более плотная и светлая нижняя толща — кампан — маастрихт — получила в работах Н. Б. Вассоевича название свиты Котх. Расчленение всех этих флишевых отложений и определение их возраста оказалось возможным, главным образом, на основании микрофауны, изучением которой занимался Б. М. Келлер.

В крайней северо-западной части Кавказа, между ст. Крымской на северном склоне и Анапой и Новороссийском на южном, верхнемеловые

<sup>1</sup> Свита Цице и тухинская относятся И. А. Коробковым к палеоцену.

отложения занимают значительные площади, но систематического изучения их еще не производилось. Известно только, что они представлены флишевой фацией огромной мощности, достигающей 2000 и даже 3000 м. Кроме верхнего сенона, присутствуют аналоги сеномана, турона и нижнего сенона. Что касается верхней границы толщи, то уже А. Д. Архангельский (55), а позднее Н. В. Бассович (238) высказались за необходимость присоединения к верхнему мелу так называемого «эоценового» флиша, а также анапской и семигорской свит, которые прежними исследователями относились к третичной системе. Даже часть следующей песчано-глинистой свиты Горячего Ключа, по мнению некоторых палеонтологов (Н. Н. Субботина, 1123), еще должна входить в состав датского яруса, но это положение, основанное на изучении фораминифер, оспаривается другими специалистами (М. А. Глесснер и Б. М. Келлер, 571), считающими свиту Горячего Ключа эквивалентной монскому ярусу.

Учитывая сделанные замечания, верхний мел в районе г. Новороссийска, по данным П. И. Ивченко и О. С. Вялова (267), можно подразделить на ряд свит, возраст которых определяется пока еще условно, так как остатки фауны и особенно фораминиферы для этого разреза еще не были изучены систематически.

**Сеноманский ярус.** Чередование темных известковистых глин с прослоями песчаников и плотных кремнистых мергелей. Имеется метровый пласт туфогенного песчаника. С. Н. Никитинным (775, 776) найден *Acanthoceras mantelli* Sow. . . . . от 100 до 200 м

**Туронский и коньякский ярусы.** Светлые беловатые и розовые известняки, иногда имеющие характер литографских. Для них О. С. Вяловым (267) предложено название «свиты Маркотг» . . . . . от 500 до 900 м

**Сантовский ярус.** Чередование слоев цементных, несколько кремнистых известняков («натуралов») с мергелями различной степени карбонатности. Здесь выделяется так называемая «стопластовая» свита, особенно богатая «натуралами», разрабатываемыми для приготовления натурального порландского цемента. По К. Ф. Ругевичу, здесь встречаются проблематические отпечатки *Caulerpa filiformis* Sternb., *Chondrites affinis* Sternb., *Ch. inclinatus* Brongn., *Ch. targionii* Brongn., *Ch. intricatus* Brongn., *Thaenidium fischeri* Neeg, *Cylindrites* sp.? *Helmintoides* sp. . . . . 500 м

**Кампанский ярус.** Чередование светлосерых мягких мергелей, песчаников и более редких светлых кремнистых известняков. Встречен *Inoceramus* sp. и на нижних поверхностях слоев песчаников *Fucoides huoti* Neeg, *F. aequalis* Neeg var. *orientalis* Roug. . . . . от 70 до 900 м

**Маастрихтский ярус.** Чередование мергелей и слоев песчаников, в нижних слоях особенно мощных грубозернистых и ожелезненных. Мергели внизу имеют розовато-бурю и зеленоватую окраску, сверху — серую; здесь же, кроме песчаников, появляются прослойки микроконгломератов. Это — так называемый «эоценовый флиш» кубанских геологов (И. М. Губкин, 402, К. А. Прокопов, 860) . . . . . 300 м

**Датский ярус.** Переслаивание опоконидных кремнистых глин и мергелей (трескунов) с песчаниками и микроконгломератами. Встречены трех- и четырехкамерные глобигерии — *Globigerina pseudobulloides* Pluштер и *Gl. trilobulinoidea* Pluштер. Это — так называемая анапская свита, верхняя часть которой иногда выделялась еще под именем семигорской свиты, до . . . . . 250 м

Выше следует некарбонатная песчано-глинистая свита Горячего Ключа, относимая к палеоцену.

## Туапсинский район

На огромном протяжении, от Новороссийска до Туапсе, флишевые отложения верхнего мела пользуются широким развитием и, в связи со сложной складчатостью, образуют несколько полос вдоль южного склона Кавказского хребта. О стратиграфии их почти ничего не известно, и только для Туапсинского района мы находим довольно подробные описания. Мы можем базироваться здесь на работах О. С. Вялова (264, 265, 267, 268), Б. М. Келлера (570, 571) и Н. Б. Вассоевича (239, 244) и отчасти В. Ф. Пчелинцева (900).

**Сенон** и. Чередование темносерых и зеленоватых глин, неровноплитчатых песчаников с флишевыми скульптурами, кремнистых пород, туффигов и изредка туфов авгитовых порфиритов. Вверху выделяется пестроцветная пачка мергелей, аргиллитов и редких прослоев песчаников — предполагаемый аналог ананурского горизонта района Военно-Грузинской дороги (В. П. Ренгартен, 951). В туфогенной свите собраны *Baculites cf. baculoides* d'Orb., *Puzosia octosulcata* Schlüt., *P. cf. subplanulata* Schlüt., *Hoplites falcatus* Mant., *Acanthoceras rhotomagense* Defr. var., *Schloenbachia varians* Sow. var. *subplana* Sharpe, *Scaphites (Holcoscapites) aff. aequalis* Sow., *Crioceras aff. paderbonense* Schlüt., *Neohololites styliodes* Renng., *Acellina cf. krasnopolskii* Pavl. . . . .

240 м

**Турон и нижний сенон** (свита Маркотх). Тонкоплитчатые светлосерые и кирпично-красные известняки, вверху с прослоями мергелей. Фауна: *Gümbelina globulosa* Ehrenb., *G. elegans* White, *Globigerina cretacea* d'Orb., *Globotruncana linnaeana* d'Orb. (особенно характерна) . . . . .

до 800 .

**Кампан** (свита Дедеркай). Зеленоватые мергели в чередовании с прослоями плотных светлых известняков и известковистых песчаников с флишевыми скульптурами на нижних поверхностях наслоения. Вверху — пачка светлосерых, желтых и зеленых кремнистых мергелей, содержащих спонгулы губок, отчего вся пачка по учила название спонголитового горизонта. В песчаных прослоях собраны фораминиферы: *Nodosaria concinna* (?) Reuss, *Globotruncana arca* Cushman var. *contusa* Cushman, *Globigerina cretacea* d'Orb. и др. . . . .

от 120 до 150 .

**Маастрихт** (свита Агой). Темносерые и даже черные мергели с прослоями кварцево-глауконитовых песчаников. В нижней части свиты еще встречаются прослои светлых известняков. В песчаных слоях заключаются фораминиферы: *Nodosaria sagrinensis* Bagg., *Flabellina interpunctata* (?) Marek, *Gümbelina globulosa* Ehrenb., *Pseudotetularia varians* Rzehak, *Globigerina cretacea* d'Orb., *Gl. cf. trilobulnoides* Plum m., *Globorotalia delronensis* Plum m. . . . .

70 .

**Датский ярус** (кадошская свита). Темносерые глины с тонкими прослоями плотных мергелей и крепких песчаников. Встречены обломки *Solecurtus* (?) sp., из фораминифер *Globigerina pseudobulnoides* Plum m. и *Gl. trilobulnoides* Plum m. при отсутствии *Globotruncana* . . . . .

до 150 .

Общая мощность флишевых отложений в Туапсинском районе (1380—1400 м) значительно меньше, чем в Новороссийском, но литологический характер всех подразделений выдерживается довольно хорошо. Полоса флишевых отложений протягивается дальше на юго-восток от Туапсе вдоль Черноморского побережья. Не доходя до Сочи, она несколько отступает от берега моря и прослеживается в горной области в бассейне рр. Сочинки и Мзымты, уходя далее в пределы Закавказья. Свиты, выделенные О. С. Вяловым, различаются на всем этом протяже-

нии. В бассейне р. Мзымты, в районе Чвижице они были подробно описаны М. В. Муратовым (766). Общая мощность отложений от сеномана до кампана включительно составляет здесь всего только 460 м.

### Мацестинский район

Необходимо еще вкратце охарактеризовать небольшую площадь выходов верхнего мела к юго-востоку от Сочи, между рр. Мацестой и Хостой, так как по своим фациям эти отложения резко отличаются от проходящей севернее зоны флиша.

По В. П. Ренгартену (964), с учетом новых данных М. С. Швецова и А. Л. Козлова (598), здесь наблюдается такой разрез:

Сеноман. 1. Кремнистые пестроцветные известняки и мергели с про- слоями туффитов и порфиритовых туфов с <i>Aucellina krasnopolskii</i> <i>Pauli</i> и <i>Inoceramus</i> sp. . . . .	50 м
Турон. 2. Белые плотные известняки с <i>Inoceramus tamarcki</i> Park. . . . .	34 "
3. Светлые красновато-коричневые известняки. . . . .	6 "
Коньякский ярус. 4. Светлопалевые, неяснослоистые известняки с <i>Inoceramus</i> sp. и <i>Ostrea</i> sp. . . . .	23 "
Сантон. 5. Тонкослоистые беловатые и розовые известняки с вклю- чениями кремня . . . . .	34 "
Кампанский ярус. 6. Тонкослоистые беловатые и розовые извест- няки с <i>Inoceramus</i> sp. aff. <i>In. balticus</i> J. Boehm. . . . .	47 "
Маастрихт. 7. Плотные беловато-палевые и розовые известняки с <i>Te- redo</i> sp., <i>Echinocorys ovatus</i> Leske, <i>Pseudofaster renngarteni</i> <i>Schmidt</i> , <i>Prenaster carinatus</i> Anth., <i>Globigerina</i> sp. . . . .	28 "
8. Серовато-зеленый мергель с включениями пирита, с <i>Echinocorys ovatus</i> <i>Leske</i> , <i>Coraster</i> sp. . . . .	1,2 "
Датский ярус. 9. Оливково-зеленые мергели различной плотности, иногда с красноватой окраской, фораминиферы . . . . .	20 "

По сравнению с флишевыми отложениями верхний мел Мацестинского района отличается значительно меньшей мощностью (243 м), чисто карбонатным характером осадков, отсутствием терригенных и обломочных элементов и появлением фауны морских ежей и моллюсков. По этим признакам мацестинский верхний мел скорее сопоставляется с меловыми отложениями Западной Грузии. Определение возраста некоторых подразделений является условным и основывается на региональных сопоставлениях.

### ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА

#### Общий обзор

Третичная история Северного Кавказа весьма сложна. Осадки, образовавшиеся в это время, отличаются значительной изменчивостью фаций и весьма часто очень слабо палеонтологически охарактеризованы, что в ряде случаев вызывает затруднение в сопоставлении их даже в соседних разрезах.

Обнаружение органических остатков хорошей сохранности и в большом количестве часто также не гарантирует возможности сопоставления осадков, их содержащих, на протяжении всего Северного Кавказа. Дело в том, что комплексы органических остатков, находимые в различных районах Северного Кавказа, резко разнятся между собой. Вызывается это тем, что слои, их содержащие, образовались в обособленных друг от друга бассейнах с различным гидрологическим режимом, в которых история развития фаун происходила различно, а поэтому в один и

тот же геологический период времени они были заселены различной фауной.

Наряду с этим, следует отметить, что в некоторые моменты третичного времени на Северном Кавказе отлагались слои незначительной мощности, вполне сходные на всем его протяжении как по литологии, так и по содержащейся в них фауне. Эти маркирующие горизонты, среди которых нужно прежде всего назвать кумский горизонт (слои с *Lyrolepis caucasica* Roman.), зону *Variamusium fallax* Коробк. и тарханский горизонт, позволяют точно сопоставлять между собою крупные подразделения третичной системы; более же детальное сопоставление, по ранее указанным причинам, весьма часто сильно затруднено.

Ограниченность находок остатков организмов в некоторых толщах третичных отложений Северного Кавказа, с одной стороны, а с другой — специфичность фауны, когда мы имеем дело с осадками, образовавшимися в замкнутых или полужамкнутых бассейнах, обусловили то, что возраст отдельных горизонтов, даже хорошо выделяющихся на всем Северном Кавказе, не мог быть точно установлен. Больше того, до настоящего времени отнюдь не может считаться даже более или менее точно установленной как граница между меловыми и третичными отложениями, так и между последними и четвертичными. На этом вопросе мы еще остановимся ниже.

Перейдем теперь к более подробному рассмотрению третичных отложений на Северном Кавказе и палеогеографической обстановки во время их образования.

### Нижний палеоген (фораминиферовые слои)

Основываясь главным образом на фауне моллюсков, обнаруженной И. А. Коробковым в эльбурганском горизонте Минераловодского района, которая может быть, правда еще не совсем уверенно, отнесена к монскому ярусу, принимается границей третичных и меловых отложений на Северном Кавказе подошва эльбурганского горизонта. Каких-либо крупных изменений в условиях накопления осадков на принятой границе между мезозоем и кайнозоем на Северном Кавказе не отмечается. В эльбурганское время здесь продолжают образовываться карбонатные осадки, как и в верхнемеловое время.

Резкие изменения условий накопления осадков наблюдаются в начале отложения слоев, относимых к горизонту Горячего Ключа, когда на обширных площадях Северного Кавказа наблюдается смена карбонатных пород кластическими. Однако таковая смена осадков наблюдается не на всем протяжении Северного Кавказа. Так, в Северном Дагестане, Терской нефтеносной области и в Нальчикском районе и в это время продолжают отлагаться карбонатные породы, вполне сходные с таковыми, отлагавшимися в эльбурганское время. Резкая смена наблюдается в районах, расположенных южнее — Южный Дагестан и западнее — Центральное и Западное Предкавказье.

В последующее время — время отложения осадков, относимых к абазинскому горизонту, условия накопления осадков заметно изменяются за счет исчезновения грубообломочного материала в районах, где таковой накапливался во время отложения горизонта Горячего Ключа, за исключением, может быть, только Южного Дагестана. Характерной особенностью слоев, относимых к абазинскому горизонту, является значительное развитие в них кремнистых пород, что дает основание предпола-



гать, что в это время, т. е. после интенсивных орогенических движений во время отложения горизонта Горячего Ключа, имело место значительное развитие вулканической деятельности.

Вопрос о возрасте этого горизонта в настоящее время окончательно не может быть решен. Н. Н. Субботина считает, что абазинский горизонт *sensu lato* должен быть отнесен к палеоцену, а И. А. Коробков полагает, что к палеоцену должна быть отнесена только нижняя часть абазинского горизонта (абазинский горизонт *sensu stricto*), а верхняя его часть (кутаисский горизонт) должен быть отнесен уже к нижнему эоцену — ипрскому ярусу.

В последующее время, т. е. во время отложения калужского горизонта, условия накопления осадков на Северном Кавказе весьма приблизились к таковым, существовавшим в начале третичного времени. Вновь почти повсеместно началось отложение карбонатных осадков (мергелей), сходных по своему характеру с эльбургскими. Даже в Южном Дагестане в это время отлагались почти исключительно известковистые осадки. Сходные отложения образовывались и в последующее хадыжинское время.

Зеленоватый цвет мергелей, которыми во многих районах выражены как калужский, так и хадыжинский горизонты, дал основание эти мергели в ряде районов выделить под названием зеленой свиты. Следуя Н. Н. Субботиной, принимается нижнеэоценовый возраст первого горизонта и среднеэоценовый возраст второго.

Еще более однообразные условия накопления осадков на Северном Кавказе создаются в последующее, кумское время, когда на огромной территории происходило накопление однообразных бурых мергелей, содержащих повсеместно остатки, главным образом, чешуи *Lyrolepis caucasica* Rom.

Почти полное отсутствие в этих слоях бентальной фауны, при большом количестве планктонной и нектонной, дает основание предполагать, что они образовались в условиях сероводородного заражения придонных слоев вод.

В последующее время — время отложения белоглинского горизонта (белая свита), представленного толщей мергелей белого цвета с зеленоватым оттенком, условия образования, повидимому, очень мало отличались от таковых во время отложения кумского горизонта. Однако находка в большом количестве в белоглинском горизонте остатков бентальной фауны показывает, что газовый режим бассейна, в котором шло образование белоглинского горизонта, резко отличался от такового во время отложения кумского горизонта, а именно — он несомненно был нормальным, т. е. кислородным.

Заканчивая обзор нижнепалеогеновых отложений, часто выделяемых во многих районах под названием фораминиферовых слоев, мы принимаем, что белоглинский, верхний горизонт этих слоев, полностью относится к эоцену и что им заканчивается серия отложений, относимых к нижнему палеоцену.

На вопросе о возрасте этого горизонта мы остановимся более подробно при описании вышележащего хадумского горизонта, олигоценовый возраст которого не вызывает сомнения.

#### *Верхний палеоген — нижний миоцен (майкопская свита s. l.)*

Хадумский горизонт. Начало хадумского времени на Северном Кавказе знаменует собою резкую смену палеогеографической обстановки.

новки. Это прежде всего выражается в весьма быстрой, хотя, как правило, постепенной смене известковистых отложений белоглинского горизонта глинистыми, но все еще карбонатными породами низов хадумского горизонта.

На основании фауны моллюсков, фораминифер и ихтиофауны, найденных в нижней части хадума, мы можем утверждать, что соленость вод Хадумского бассейна была, так же как и в белоглинское время, близка к нормальной.

Что же касается температурных условий, то они, повидимому, значительно изменились, а именно, тропические или близкие к ним условия, в которых происходило отложение белоглинского горизонта, сменялись условиями, характерными для бореальных или умеренных областей.

Приняв во внимание аналогичное изменение температурных условий между эоценом и олигоценом в Западной Европе, мы имеем основание полагать, что верхи белоглинского горизонта (зону *Variatumium fallax* К о г о в к.), следует относить к эоцену<sup>1</sup>, а низы хадума — к нижнему олигоцену.

Во вторую половину нижнехадумского времени температурные условия значительно изменились в сторону повышения температуры вод бассейна. На это нам указывают частые находки в верхней части нижнего хадума представителей рыб из рода *Aeoliscus* (*Amphysile*) — формы, живущей только в теплых бассейнах и никогда не встречающейся в нижней половине нижнего хадума. Однако представляется рискованным предполагать, что во вторую половину нижнехадумского времени на Северном Кавказе восстановились условия, близкие к существовавшим в белоглинское время.

Существенно изменяются палеогеографические условия в среднехадумское время. В это время в большинстве районов рассматриваемой области начинают отлагаться мергельные осадки, причем в целом ряде районов — по внешнему облику вполне сходные с мергелями белоглинского горизонта.

Несмотря на многочисленные исследования, в них не было обнаружено фораминифер, но зато, как правило, — масса остракод, ввиду чего они часто упоминаются в литературе под названием «остракодового мергеля».

Граница хадума и вышележащих горизонтов майкопа, как правило, устанавливается по кровле последней пачки карбонатных глин. Так как установление того факта, что в данном разрезе та или иная пачка этих глин является последней, дело весьма трудное и ввиду того, что в различных районах карбонатные глины заканчиваются безусловно на различных стратиграфических уровнях, — нужно признать целесообразным границу хадумского горизонта устанавливать на кровле остракодового мергеля — одного из лучших маркирующих горизонтов в толще третичных отложений.

Как видно из приведенного описания, хадумские отложения по своему характеру являются переходными между карбонатными осадками фораминиферовых слоев и весьма своеобразными, обычно бескарбонатными, кластическими осадками собственно майкопской свиты, а поэтому причисление их как к майкопской свите, так и к фораминиферовым слоям нужно считать нецелесообразным. Более правильно их выделить в ка-

<sup>1</sup> И. А. Коробков относит эту зону к нижнему олигоцену. *Ред.*

честве самостоятельной стратиграфической единицы, как это было уже давно предложено К. А. Прокоповым.

М а й к о п с к а я с в и т а (в. в.). Во время отложения слоев, ранее относившихся к верхнему хадуму, часто обозначаемых под названием «горизонта Морозкиной балки», палеогеографическая обстановка заметно изменяется, на что прежде всего указывает то обстоятельство, что в большинстве районов совместно с карбонатными глинами отлагаются и бескарбонатные глины; кроме того, в этих же слоях появляются во многих районах прослой песчаников. Однако безусловно весьма резко она изменялась в последующее время, т. е. время седиментации собственно нижнемайкопских отложений. В это время во многих районах, где ранее происходило накопление илстых осадков, лишь иногда с незначительными прослоями, началось накопление песчаных отложений и притом в ряде случаев сравнительно крупнозернистых, вплоть до конгломератов, отмечаемых во многих районах Западного Предкавказья, где часто наблюдается несогласное залегание майкопских отложений. Это указывает на то, что в это время происходят значительные изменения в рельефе, впрочем далеко не повсеместно.

В самом деле, смену глинистых отложений песчаными мы наблюдаем в Северном Дагестане и Грозненском округе (Северодагестанская область развития песчаных отложений), в Северной Осетии (Североосетинская область развития песчаных отложений), в Нефтяно-Ширванском районе (Нефтяно-Ширванская область развития песчаных отложений). В районах же, находящихся между перечисленными, как-то: в Камбилеевском и в обширной области, располагавшейся между Североосетинской областью развития песчаных отложений и Нефтяно-Ширванской, а также расположенных западнее последней, — в нижнемайкопское время продолжают отлагаться преимущественно илстые осадки.

Отмеченное разнообразие в характере осадков, образовавшихся в нижнемайкопское время в пределах Северного Кавказа, при почти полном отсутствии в них остатков организмов, сильно затрудняет сопоставление этих отложений иногда даже в смежных районах. Не останавливаясь подробно на сопоставлении майкопских отложений в различных районах, здесь следует отметить, что, несмотря на указанные обстоятельства, сопоставление если не отдельных горизонтов, то отделов майкопской свиты все же возможно провести, руководствуясь, с одной стороны, теми весьма скудными остатками организмов, которые были обнаружены в некоторых районах развития майкопа, а с другой стороны, теми образованиями в виде конкреций и прослоев, которые сравнительно разнообразны по своему характеру в различных горизонтах майкопа.

Конец нижнемайкопского времени ознаменовался почти на всей площади Северного Кавказа отложением глинисто-мергельно-доломитовых осадков, выделяемых под названием алкунского горизонта. В начале среднемайкопского времени в местах, где ранее отлагались указанного типа осадки, начали вновь отлагаться глинистые отложения, местами с большим количеством песчаников. При этом крайне интересно отметить, что наибольшее развитие песчаный материал получил отнюдь не всегда в тех районах, где он был развит в нижнемайкопское время.

Так, например, если в Нефтяно-Ширванском районе наблюдаем как в нижнемайкопское время, так и в среднемайкопское накопление песчано-глинистых осадков, то совсем иначе дело обстоит в других частях Северного Кавказа. В самом деле, в Северодагестанской области, где

в нижнемайкопское время были развиты песчаные отложения, в среднемайкопское отлагаются глины с тонкими редкими прослоями песчаников, которые почти совершенно отсутствуют в Североосетинской области развития песчаных отложений в нижнемайкопское время.

Совсем иную картину мы наблюдаем к западу от этой области. Здесь в нижнемайкопское время отлагались исключительно глины, а в среднемайкопское в Минераловодском районе уже значительное развитие получают пески и песчаники, количество которых постепенно увеличивается к западу, и, наконец, в Лабинском районе среднемайкопские отложения представлены почти сплошной толщей песков и песчаников, к которым приурочены марганцевые руды.

Западнее Лабинского района, почти вплоть до Нефтяно-Ширванского, песчанистый материал, также почти отсутствующий в нижнем майкопе, в значительном количестве развит в среднем. То же самое можно сказать и об Анапско-Гастогаевском районе.

Приведенные данные показывают, что в среднемайкопское время имели место значительные изменения в палеогеографической обстановке в смысле положения береговой линии, распределения глубин бассейна и рельефа суши. Мы имеем основания предполагать, что в это время возникли новые участки суши в области Главного Кавказского хребта, а ранее существовавшие там исчезли или были сильно пенепленизированы.

Вопрос о возрасте среднемайкопских отложений в настоящее время с достоверностью решен быть не может. Однако у нас больше данных для суждения о возрасте этого отдела майкопа, чем о возрасте нижнего майкопа.

Так, приняв, что септариевый и зеленчукский горизонты и их аналоги соответствуют нугринской свите Ергеней, верхнеолигоценовый возраст которых, как это показала Е. В. Ливеровская, вполне может быть принят, мы такой же возраст можем принять и для двух вышеупомянутых горизонтов среднего майкопа.

Для караджалгинского горизонта мы можем, правда условно, принять аквитанский возраст, исходя из тех соображений, что бурдигальский возраст вышележащих отложений, на основании изучения конхилиофауны тем же исследователем, вполне может быть принят, так же как и верхнеолигоценовый возраст нижележащих отложений.

Отложения, относимые к верхнему майкопу, отличаются на изученной территории исключительным однообразием. Это — глины с конкрециями и линзами сидеритов, которые заметно отличаются от встречающихся в нижележащих отложениях. Часто ингрессивное залегание верхнего майкопа на более древних отложениях, вплоть до мезозойских, отсутствие, как правило, в нем песчанистых отложений позволяет говорить об отрицательных движениях как в областях суши, так и в областях, занятых Майкопским бассейном, причем в результате таких движений, повидимому, значительные участки суши были перекрыты трансгрессирующим Верхнемайкопским бассейном. Возраст верхнемайкопских отложений в настоящее время не может быть точно установлен. Приняв соответствие верхов этих отложений — слоев с *Aeoliscus (Amphysile)*, которые целесообразно выделять под названием буйнакского горизонта, слоям с устрицами, залегающими в Карталиннии над онкофюровыми слоями, можно условно принять гельветский возраст верхнего майкопа, хотя возможно, что слои с устрицами, а следовательно, и буйнакский горизонт, следует относить уже к низам торгонского яруса.

## Средний миоцен (тортонский ярус)

Отнеся верхнемайкопские слои в нижней части среднего миоцена — к гельветскому ярусу, мы должны признать, что на Северном Кавказе под названием среднемиоценовых отложений или средиземноморских слоев понимаются лишь слои, относимые к верхней части среднего миоцена — тортонскому ярусу, которые снизу вверх расчленяются на следующие горизонты: тарханский, чокракский, караганский и конкский.

Принадлежность последнего горизонта к среднему миоцену не может считаться доказанной по следующим соображениям.

Фауна, находящаяся в конкском горизонте, имеет сарматский облик, т. е. верхнемиоценовый, отличаясь от нее присутствием видов и родов, характерных для среднемиоценовых отложений, образовавшихся в бассейнах с нормальным гидрологическим режимом.

Это, однако, еще не позволяет нам уверенно причислить этот горизонт к среднему миоцену ввиду того, что в Венском бассейне, где был установлен сарматский ярус, в его нижней части также встречается значительное количество фауны, характерной для среднемиоценовых отложений.

Основываясь на приведенных факторах, нам представляется целесообразнее конкский горизонт присоединить к верхнему миоцену, а не к среднему.

Условия образования слоев, относимых к тарханскому горизонту и весьма часто выделяющихся под названием слоев с *Pecten (Amusium) denudatus* Reuss, резко отличались от таковых во время отложения майкопской свиты.

Прежде всего слои, относимые к этому горизонту, представлены известковистыми глинами, мощностью всего лишь около 1 м и почти везде содержащими сравнительно разнообразную и многочисленную фауну маллюсков и фораминифер, среди которых много бентальных форм.

Слои, относящиеся к чокракскому горизонту, в противоположность тарханскому горизонту, на Северном Кавказе отличаются исключительным разнообразием. Среди них наблюдаются как глинистые и известковистые осадки, так и песчанистые; нередко встречаются и конгломераты. Среди песчано-глинистых отложений сравнительно резко выделяются два типа. Первым типом является более или менее беспорядочное наслоение глин, песчанистых глин и песчаников, а вторым — чередование глин и песчаников, резко различающихся по своему механическому составу, причем как первые, так и вторые выдерживаются на больших расстояниях.

В различных районах Северного Кавказа наблюдается развитие различных типов осадков чокракского возраста, при этом весьма часто одного типа осадки приурочены к нижней части чокракского горизонта, а другие — к его верхней части. Так, например, в Дагестане и Терской нефтеносной области нижняя часть чокракского горизонта представлена толщей повидомому глубоководных глин, а верхняя — песчано-глинистой толщей второго типа. Западнее, начиная примерно от р. Терек и до Минераловодского района, чокракский горизонт представлен песчано-глинистыми отложениями первого типа, причем резкого различия в характере пород, его слагающих, в нижней и верхней части не отмечается.

В Ставрополе, а также в южной части Центрального Предкавказья и в Западном Предкавказье чокракский горизонт представлен мелководными отложениями разнообразного характера: песками, ракушниками,

песчанистыми глинами; иногда встречаются и конгломераты. Однако известны там и глинистые толщи, возможно, в некоторой своей части глубоководные. Последние в Западном Предкавказье развиты севернее полосы, сложенной заведомо мелководными отложениями. Глинистыми отложениями чокракский горизонт представлен и на Таманском полуострове. В районах же, где известны как первые, так и вторые, соотношение их различно: в некоторых районах глинистые отложения развиты в нижней части, в других — в средней или верхней.

Приведенная характеристика чокракских отложений и их распределение показывает, что палеогеографическая обстановка на Северном Кавказе резко изменилась по сравнению с таковой, имевшей место в тарханское время.

В чокракское время мы с несомненностью можем констатировать сушу в области Главного Кавказского хребта, причем повидимому в непосредственной близости к современным выходам чокракского горизонта, протягивающимся вдоль него.

Значительные изменения произошли также и в рельефе дна. Помимо того, что с несомненностью можно отметить почти на всем протяжении Северного Кавказа обмеление в районе современных выходов, протягивающихся вдоль Кавказского хребта, мы можем отметить значительное развитие мелководных областей к северу от них. Из таковых прежде всего следует указать область Ставрополя и обширнейшую область в Восточном Предкавказье.

Отсутствие в отложениях чокракского возраста остатков типичных стеногалинных форм дает основание говорить, что Чокракский бассейн был значительно опреснен. Судя по комплексу фауны моллюсков, можно принять, что соленость его вод была незначительно выше солености вод современного Черного моря.

Слои, относящиеся к караганскому горизонту, на Северном Кавказе, так же как и относящиеся к чокракскому горизонту, характеризуются исключительным разнообразием. Распределение различного типа осадков караганского возраста в общем сходно с таковым осадков чокракского возраста. Это дает основание говорить о том, что палеогеографические условия в смысле рельефа дна и суши, а также в смысле положения береговой линии на Северном Кавказе в караганское время не резко отличались от таковых в чокракское время.

Совсем другое дело, когда мы переходим к рассмотрению физико-химических условий вод Караганского бассейна. Исключительное разнообразие остатков фауны моллюсков, находимых в караганских отложениях и принадлежащих, главным образом, к вымершему роду *Spaniodontella*, полное отсутствие фораминифер и находки остракод, принадлежащих к родам, ныне живущим в пресных водоёмах, дает основание предполагать, что воды Караганского бассейна были сильно опреснены.

Как ранее уже указывалось, конкский горизонт по ряду соображений правильнее относить уже к верхнему миоцену, целесообразность чего может подтверждаться еще следующим.

Бассейн, существовавший на Северном Кавказе в тортонский период, вначале имел нормальную соленость. В это время в нем отлагались слои, относимые к тарханскому горизонту. В дальнейшем наблюдается его заметное опреснение, постепенно все увеличивающееся (чокракское время), в результате которого он в караганское время превращается в сильно опресненный, даже почти пресноводный бассейн. В конкское же время воды этого бассейна вновь резко повышают свою соленость, и за-

тем начинается новый цикл его опреснения. Естественно, что время резкой смены условий в рассматриваемом бассейне удобно приурочивать к границам крупных стратиграфических подразделений, т. е. и с этой точки зрения конкский горизонт целесообразно относить к верхнему миоцену, с осадками какого времени он чрезвычайно тесно связан.

### *Верхний миоцен (сарматский ярус s. l.)*

Хотя осадки конкского возраста на Северном Кавказе так же разнообразны, как и осадки караганского и чокракского возраста, но распределение их значительно отличается от такового в караганское и чокракское время. Так, в Терской нефтеносной области песчано-глинистые отложения караганского возраста сменяются глинистыми отложениями конкского возраста, которые там весьма редко отделяются от нижней части нижнесарматских отложений; вместе с последними они обычно выделяются под названием синдесмиевых слоев.

Аналогичная картина наблюдается, как правило, и в Дагестане. Песчано-глинистые отложения конкского возраста, типа таковых караганского возраста в Восточном Предкавказье, наблюдаются севернее в районе р. Кумы, куда эта фация как бы мигрирует в начале верхнего миоцена.

Смену мелководных известково-песчано-глинистых отложений караганского возраста глинистыми отложениями конкского возраста мы наблюдаем и в Центральном Предкавказье (Ставрополье), а также в большинстве районов Западного Предкавказья.

Эти данные позволяют нам говорить о значительных изменениях в палеогеографических условиях в смысле рельефа и положения береговой линии, а именно — о развитии прогибов в Восточном Предкавказье и в Западном в местах современных выходов конкского горизонта, протягивающихся вдоль Кавказского хребта, а также об отрицательных движениях в Ставрополье.

**Сарматский ярус (s. s.).** Сходство в распределении различного типа осадков конкского и нижнесарматского (волинского) возрастов дает основание говорить, что в это время не может быть отмечено существенных изменений в рельефе суши и дна бассейна и положении береговой линии. Заметно меняется палеогеографическая обстановка в некоторых областях в среднесарматское (бессарабское) время. Так, уже в начале этого времени мы можем отметить существенную разницу в распределении различного типа отложений в Южном Дагестане, где глинистые нижнесарматские отложения сменяются известково-песчано-глинистыми.

Во вторую половину среднесарматского времени палеогеографическая обстановка значительно изменяется, в особенности в Центральном Предкавказье, где сравнительно глубоководные глинистые отложения сменяются мелководными известково-песчано-глинистыми.

В Центральном Предкавказье палеогеографическая обстановка еще более резко изменяется в последующее верхнесарматское время. Уже в первую половину верхнесарматского (ростовского) времени значительная часть Ставрополя осушается, и ранее наметившийся северный выступ суши в это время расширяется далеко на север, причем по краям его откладываются сравнительно мощные толщи конгломератов.

Некоторое расширение суши и перемещение на север мелководных фаций в начале верхнесарматского времени можно отметить также в Восточном Предкавказье, но, наряду с этим, несколько севернее можно предполагать и дальнейшее развитие впадин, в которых отлагались наи-

более глубоководные верхнемиоценовые образования, известные под названием грозненских слоев. Не лишено вероятности, что эти слои начали образовываться в конце среднего сармата.

В конце верхнесарматского (херсонского) времени, т. е. во время отложения слоев с *Mactra caspia* Eichw., в связи с положительными движениями мелководные фации на Северном Кавказе значительно передвигаются к северу, в каком-то направлении передвигается и береговая линия. В особенности значительное передвижение мелководных фаций отмечено в Терской нефтеносной области, где наблюдается на значительном расстоянии к северу от предполагаемой береговой линии смена глинистых отложений (грозненские слои) песчано-глинистыми отложениями (слои с *Mactra caspia* Eichw.).

Выше указанных слоев во многих местах Северного Кавказа залегают слои, охарактеризованные наземной и пресноводной фауной и выделенные В. П. Колесниковым под названием капканского горизонта. Из морских элементов в них встречаются лишь *Hydrobia* и мшанки, которые иногда образуют прослой, а иногда сравнительно крупные рифы. Возраст этих слоев до настоящего времени остается неясным. Некоторые исследователи относят их уже к мэотису, а другие причисляют к сармату.

Не останавливаясь подробно на рассмотрении этого вопроса, отметим, что за начало мэотического времени нужно принимать время, когда сильно опресненный изолированный Верхнесарматский бассейн восстановил связь с бассейном нормальной солености, что вызвало повышение его солености и проникновение в него ряда организмов из бассейнов нормальной солености.

Пышное развитие мшанок в рассматриваемых отложениях и присутствие представителей рода *Hydrobia* можно скорее рассматривать как дальнейшее опреснение Верхнесарматского бассейна, которое не могли вынести даже представители рода *Mactra*, чем как повышение солености его в связи с возобновлением связи с нормально солеными бассейнами; поэтому представляется целесообразным причислять их к верхнему сармату, а не к мэотису.

Итак, мы принимаем, что конец сарматского времени знаменует собою окончание цикла опреснения, а начало мэотического времени — восстановление связи с нормально солеными бассейнами и, как мы увидим дальше, начало нового цикла опреснения.

Отмеченную резкую смену условий представляется целесообразным считать за границу миоцена и плиоцена, т. е. относить мэотические отложения не к миоцену, а к плиоцену. Такая трактовка возраста этих отложений принимается рядом исследователей. Фауна наземных позвоночных, находимых в верхнесарматских и вышележащих мэотических отложениях, не только не противоречит принятому взгляду на возраст мэотических отложений, но, наоборот, скорее подтверждает его.

## Плиоцен

**Нижний плиоцен.** Относя мэотические отложения к плиоцену, мы принимаем, что на Северном Кавказе к нижнему плиоцену должны быть отнесены два яруса — мэотический и понтический.

Как уже указывалось, к мэотическому ярусу относятся слои, содержащие сравнительно разнообразную фауну, указывающую на то, что бассейн, в котором они отлагались, имел сообщение с нормально солеными бассейнами, в связи с чем его соленость была значительно выше



по сравнению с таковой, имевшей место в верхнесарматское время. Однако соленость вод Мэотического бассейна вне сомнения, судя по фауне в нем обитавшей, была все же значительно пониженной. По всей вероятности она была близка к таковой Нижнесарматского или Чокракского бассейна. Фауна, обитавшая в Мэотическом бассейне, состояла из форм, проникших из бассейна, имевшего нормальную соленость или близкую к таковой, который располагался в области Тетиса.

Таким образом, мы наблюдаем на протяжении неогена по крайней мере в третий раз восстановление связи с Тетисом бассейна, располагавшегося в Понто-Каспийской области.

По фауне мэотические отложения сравнительно легко подразделяются на две части: нижний и верхний мэотис, причем сравнение фаун, находящихся в верхнем и нижнем мэотисе, дает основание говорить об опреснении Мэотического бассейна во вторую половину времени его существования, когда связь его с Тетисом вероятно прервалась.

Несогласное залегание мэотических отложений в ряде районов Северного Кавказа, а также отсутствие этих отложений на обширных площадях позволяют говорить о значительных орогенических движениях в предмэотическое время, вызвавших значительные изменения в палеогеографической обстановке в смысле очертания береговой линии и рельефа дна и суши.

Относительно распределения суши и моря в мэотическое время на Северном Кавказе следует прежде всего указать на дальнейшее значительное расширение выступа суши в Ставрополье и, возможно, образование такового в Северном Дагестане. Несомненно также и общее расширение суши в области Кавказского хребта.

Несмотря на то, что в вышележащих понтических отложениях, в особенности в низах этих отложений (нижняя часть новороссийского горизонта), встречаются некоторые мэотические виды, — понтические отложения по фауне сравнительно легко отличимы от мэотических: в них встречается много новых элементов фауны, которые отсутствуют в мэотисе. Последние проникли в замкнутый бассейн, располагавшийся в Понто-Каспийской области в период, когда он вступил в соединение с замкнутым же бассейном, находившимся в Паннонской области; здесь, повидимому, еще с верхне- или даже среднесарматского времени образовался замкнутый бассейн, в котором происходило развитие фауны понтического типа.

По фауне моллюсков понтические отложения легко расчленяются на две части: нижний понт (новороссийский горизонт) и верхний понт (босфорский горизонт).

На Северном Кавказе нижнепонтические слои пользуются сравнительно широким распространением; верхнепонтические отложения распространены гораздо меньше. С достоверностью они нам известны лишь в западной части Западного Предкавказья и на Таманском полуострове. На остальной территории Северного Кавказа в это время был континентальный режим, за исключением, может быть, Затеречной равнины.

Средний и верхний плиоцен. Осадки, относимые к среднему и верхнему плиоцену, на Северном Кавказе весьма разнообразны.

В Западном Предкавказье, вернее в западной части Западного Предкавказья, над морскими отложениями понтического времени залегают слои, относимые к киммерийскому ярусу. Эти слои образовались в бассейне, который обособился в Эвксинской области в конце понтического времени и в котором в киммерийское время понтические фауны мол-

люсков достигли необычайного развития в смысле разнообразия и размеров. Объясняется это обычно тем, что климат в киммерийское время стал гораздо теплее, по всей вероятности он был близок к субтропическому. Характерными осадками киммерийского возраста являются железные руды, благодаря широкому распространению которых в киммерийских отложениях последние часто описывались под названием рудных слоев.

Выше киммерийских отложений в Западном Предкавказье залегают куяльницкие слои, которые распространены еще на меньшей площади. Фауна, в них обнаруженная, дает основание предполагать, что наметившееся в конце киммерийского времени похолодание усилилось, так же как и опреснение.

Выше куяльницких отложений в некоторых местах Таманского полуострова были обнаружены слои с типичной акчагыльской фауной, которые там выделяются под названием таманских слоев.

Обнаружение на Таманском полуострове этих слоев, вообще характерных для Восточного Предкавказья, где они широко развиты, показывает, что бассейны, самостоятельно развивавшиеся в Каспийской и Эвксинской областях с верхнепонтического времени, повидимому, в конце акчагыльского вновь вступили в соединение. Так как воды Акчагыльского бассейна имели значительно большую соленость, чем воды Куяльницкого бассейна, то в период соединения куяльницкая фауна была оттеснена в опресненные участки (лиманы); в последующее время, когда связь бассейнов, расположенных в Эвксинской и Каспийской областях, вновь прервалась, соленость вод бассейна, расположенного в Эвксинской области, опять сильно понизилась, и в нем расселилась уже, конечно, сильно видоизмененная куяльницкая фауна. Эта видоизмененная за таманское время куяльницкая фауна мигрировала в Каспийскую область, где она пышно развивалась, образовав апшеронскую фауну.

В Эвксинском же бассейне из фауны, давшей начало апшеронской, образовалась гурийская фауна, из которой произошла чаудинская.

Фауна гурийских слоев, так же как и фауна чаудинских слоев, имеет так называемый «каспийский» облик, т. е. она весьма близка к фауне древнекаспийских отложений и к фауне современного Каспия. В начале четвертичного времени (бакинское время) эта фауна вновь мигрировала из Эвксинской в Каспийскую область.

Существенно иначе происходило геологическое развитие в Каспийской области Северного Кавказа. Там выше морских отложений нижнепонтического возраста развиты пресноводно-континентальные отложения, возраст которых не может быть точно установлен, и выше них акчагыльские отложения. Последние в Восточном Предкавказье представлены обычно весьма мощной толщей глин, песков и иногда конгломератов. Залегают эти отложения, как правило, с резким несогласием на более древних отложениях.

Фауна акчагыла состоит главным образом из представителей родов *Mastra*, *Cardium*, *Potamides* и др. Вопрос о происхождении акчагыльской фауны до настоящего времени не решен. Можно лишь предположить, что Акчагыльский бассейн в начале своего существования имел связь с располагавшимся на юге несколько опресненным бассейном, который был заселен эндемичной фауной, расселившейся затем в Акчагыльском бассейне.

Выше акчагыльских отложений в Каспийской области сравнительно широко распространены апшеронские отложения, происхождение фауны которых уже отмечалось.

Как в Эвксинской области, так и в Каспийской определению возраста отложений морского происхождения невозможно по морской фауне, в них находимой, так как она во всех плиоценовых образованиях является эндемичной.

Включение акчагыльских и алшеронских отложений в число плиоценовых образований произведено весьма условно, так же как куйальнических и гурийских.

### Палеогеновые и нижнеплиоценовые отложения Дагестана

Первое схематическое подразделение палеогеновых отложений Дагестана дал Г. Абих (1275), который толщу глин, соответствующую майкопу и части второго средиземноморского яруса, относил к эоцену, а мергели и глинистые известняки, объединяемые в настоящее время под названием фораминиферовых слоев, выделял в надмеловые слои (*groupes supracretacee*). Я. Шёгрэн (1349) предположительно считал эту толщу датским ярусом. Н. Н. Барбот-де-Марни (71), давший первую пятиверстную геологическую карту для Северного Дагестана, относил всю толщу, считаемую ныне майкопом, к олигоцену, мергели и известняки фораминиферовых слоев — к эоцену.

Следующим этапом в изучении палеогеновых свит Дагестана были работы К. П. Калицкого (557, 558) и Д. В. Голубятникова (363) в 1901, 1902 и 1906 гг. В верхах глинистой толщи, полученной впоследствии название майкопской, К. П. Калицким были найдены *Amphysile*, ботанические монографически Н. М. Ледневым (713). Однако и эти исследования, так же как и ряд последующих, были отрывочны и не давали полной картины стратиграфической колонки палеогена. Лишь в 1915 г. Н. И. Андрусовым (34) была дана впервые полная колонка палеогена для Сулакского района. Мощная глинистая и песчано-глинистая толщи, объединяемые ныне под названием майкопской свиты, делились Н. И. Андрусовым на майкопскую, муздакальскую и миатлинскую свиты, относимые все к олигоценовому возрасту, причем самые верхи майкопской толщи, по его мнению, возможно, имеют уже миоценовый возраст. Мергели и известняки, объединяемые в настоящее время в фораминиферовые слои, Н. И. Андрусов считал эоценом.

Наиболее полное и детальное подразделение палеогена, в особенности майкопской свиты, дано Н. С. Шатским (1231) на основании его работ в Сулакском районе в 1924—1925 гг. Подразделения, данные Н. С. Шатским для майкопской свиты, вошли как в литературу, так и в рабочие схемы всех геологов, работавших после него в Дагестане.

В дальнейшем изучение палеогена шло в направлении детального изучения отдельных разрезов, выяснения тех своеобразных особенностей, которые им присущи, и сопоставления разрезов друг с другом.

Прослеживая отдельные горизонты по простиранию как в Южном Дагестане, так, в особенности, в Северном, где имеется ряд прекрасных разрезов, можно наблюдать уменьшение в мощностях, а иногда и выпадение отдельных горизонтов. Первоначально эти явления для Южного Дагестана В. Д. Голубятниковым (334), а для Северного — Н. Ю. Успенской (1157), В. А. Долицким (437) и рядом других геологов объяснялись явлениями надвигов в пограничной полосе третичных отложений с мелом.

Специальные исследования, проведенные Н. Ю. Успенской в этом направлении (1156, 1161, 1163), позволили установить, что указанные явления должны быть объяснены не тектоникой, а ясно выраженными

## Сопоставление схем деления третичных отложений на Северном Кавказе

Общая схема деления	Восточное Предкавказье		Центральное Предкавказье		Западное Предкавказье			Физико-химическая характеристика		Возраст				
								Соленость	Климат					
Верхний и средний плиоцен (общей схемы нет)	Апшеронский ярус		?		Чаудинские слои			Весьма сильное опреснение	Умеренный	Верхний и средний плиоцен				
					Аналоги гурийских слоев			Весьма сильное опреснение	.					
					?			Весьма сильное опреснение	.					
	Акчагыльский ярус		Армавирская свита		Таманские слои			Весьма значительное опреснение	.					
					Кузальницкий ярус			Весьма значительное опреснение	Весьма сильное опреснение					
				Киммерийский ярус			Сильное опреснение	Субтропический						
Понтийский ярус	?		?		Верхний понт (босфорский горизонт)			Сильное опреснение	Умеренный	Нижний плиоцен				
				Нижний понт (новороссийский горизонт)			Сильное опреснение	Холодный						
Мэотический ярус				Верхний мэотис (тмутараканский горизонт — слои с <i>Congeria novorossica</i> <i>Congeria Panticapaeae</i> )			Сильное опреснение	Умеренный						
				Нижний мэотис (багеровский горизонт)			Заметное опреснение	.						
Сарматский ярус	Верхний сармат	Капканский горизонт		Капканский горизонт (слои с мшанками и гидробиями)			Полное опреснение	.	Верхний миоцен					
		Херсонский горизонт		Херсонский горизонт (слои с <i>Mastra caspia</i> )			Весьма сильное опреснение	.						
		Ростовский горизонт		Ростовский горизонт (слои с <i>Mastra naviculata</i> — грозненские слои)			Сильное опреснение	.						
	Бессарабский горизонт (средний сармат)		Бессарабский горизонт (слои с типичной среднесарматской фауной и слои с <i>Cryptomastra pes-anseris</i> )			Весьма значительное опреснение	Теплый							
	Волынский горизонт (нижний сармат)		Волынский горизонт { Слои с <i>Mastra eichwaldi</i> Lask. — мамынский горизонт Слои с <i>Syndesmya reflexa</i> Eichw.			Значительное опреснение	.							
	Конкский горизонт		Конкский горизонт (фоладовые слои)			Значительное опреснение	.							
Средне-морские слои	Караганский горизонт		Караганский горизонт (спаниодонтелловые слои)			Весьма сильное опреснение	Субтропический	Тортонский ярус						
	Чокракский горизонт		Чокракский горизонт (чокракско-спирналисовые слои)			Заметное опреснение	Теплый							
	Тарханский горизонт		Тарханский горизонт (слои с <i>Amisium denudatum</i> )			Почти нормальная соленость	.							
Майкопская свита	Верхний майкоп	Амфилиновый горизонт	Зугмакентский горизонт	Зугмакентский горизонт	Ритцевский горизонт	Верхний майкоп	Горизонт листоватых глин	Верхний майкоп	Верхний майкоп	Нормальная соленость	Субтропический	Гельветский ярус		
		Сидеритовый горизонт		Сулакский горизонт						Весьма сильное опреснение	Теплый			
	Средний майкоп	Губденский горизонт	Горизонт Рики	Ассинский горизонт	Ольгинский горизонт	Песчанистая свита	Нефтянский горизонт	Верхняя часть восковогорского горизонта	Джеметинский горизонт	Нормальная соленость	Субтропический		Бурдигальский ярус	
					Караджалгинский горизонт					Чехоский горизонт	Весьма сильное опреснение			Теплый
					Зеленчукский горизонт					Септариевый горизонт	Септариевый горизонт			Нормальная соленость
	Нижний майкоп	Септариевый горизонт	Алкунский горизонт	Аргунский горизонт	Баталпащинский горизонт	Глинистая свита	Ширванский горизонт	Нижняя часть восковогорского горизонта	Септариевый горизонт	Нормальная соленость	Субтропический		Верхний олигоцен	
										?	Теплый			
		?	.											
		?	.											
		Нормальная соленость	.											
Верхний хадум (горизонт Морозкиной балки)								Возможное опреснение	.					
Средний хадум (полбинский горизонт — остракодовые слои)								Нормальная соленость	.					
Нижний хадум (шехский горизонт)								Нормальная соленость	Субтропический	Нижний олигоцен				
								Нормальная соленость	Умеренный					
Форманиферовые слои	Верхнеформаниферовые слои		Белая свита — белоглинский горизонт						Нормальная соленость	Тропический	Верхний эоцен			
	Среднеформаниферовые слои		Бурая свита (слои с <i>Lyrolepis caucasica</i> Roшaп.) кумский горизонт						Нормальная соленость	Тропический				
	Нижнеформаниферовые слои		Зеленая свита		Зеленая свита		Хадзыжский горизонт			Нормальная соленость	Тропический	Средний эоцен		
							Калужский горизонт							
							Кутанский горизонт			Нормальная соленость	Теплый	Палеоцен		
							Абазинский горизонт							
			Сероцветы		Пестроцветы		Горизонт Горячего Ключа			Нормальная соленость	Теплый			
						Горизонт с включениями								
						Горизонт Горячего Ключа								
Датский ярус		?					Эльбурганский горизонт			Нормальная соленость	Теплый			
Маастрихтский ярус				Маастрихтский ярус						Нормальная соленость	Тропический	Верхний мел		

## Соленость

Нормальная соленость	— 30—33‰	Весьма значительное опреснение	— 10—15‰
Почти нормальная соленость	— 25—30‰	Сильное опреснение	— 7—10‰
Заметное опреснение	— 20—25‰	Весьма сильное опреснение	— 4—7‰
Значительное опреснение	— 15—20‰	Полное опреснение	— 0—3‰

## Климат

Тропический климат	Умеренный тип: Западное Предкавказье
Субтропический климат	Холодный тип: Южная Украина
Теплый климат — тип: Западное Закавказье	

явлениями стратиграфического перекрытия, местами осложненного широко развитыми подводно-оползневыми явлениями.

Для майкопской свиты В. Д. Голубятников (352) устанавливает существование двух фаций: северную — мощностью свыше 1000 м, с песчано-глинистым характером в нижней половине, и южную, начиная от сел. Карабудахкент. — незначительной мощности, выраженную исключительно глинистой толщей, лишь с незначительными прослоями песков и песчаников в нижней части.

Основные подразделения палеогена Дагестана являются общими с подразделениями, принятыми для всего Северного Кавказа.

Палеоген делится на два отдела: фораминиферовые слои и майкопскую свиту, причем в последнее время назрела необходимость нижние слои майкопской свиты — хадумский горизонт, — ввиду его особенностей, выделить в самостоятельный горизонт.

Фораминиферовые слои в свою очередь делятся на два отдела — нижний  $F_1$  и верхний  $F_2$ . Нижний отдел делится на две свиты: свиту  $F_1^1$  пестроцветных мергелей в Северном Дагестане и свиту сероцвета в Южном Дагестане, залегающих непосредственно на плотных серых известняках верхнего мела, охарактеризованных датской фауной, и свиту светло-серых и зеленоватых плотных плитчатых глинистых известняков и мергелей  $F_1^2$ .

В нижнефораминиферовых слоях долго не находили фауны и, исходя из предположения о непрерывности разреза, принимали, что они обнимают собой средний и нижний эоцен и палеоцен, поскольку они залегают между определенно верхнеэоценовыми слоями битуминозных сланцев с *Lyrolepis caucasica* Rom. и датскими известняками. Позднее В. Д. Голубятникову в Южном Дагестане (339, 343, 349) в сероцвете, а Д. В. Дробышеву в Северном Дагестане в пестроцветной свите удалось найти морских ежей определенно датского типа, что в связи с данными изучения микрофауны, произведенными Н. Н. Субботиной (1122, 1123), позволяло пестроцветную свиту отнести также к датскому ярусу, за исключением незначительной по мощности верхней ее части, охарактеризованной уже комплексом фораминифер палеоценового возраста. На основании изучения фораминифер Н. Н. Субботиной всю толщу нижнефораминиферовых слоев можно разбить на четыре зоны: пестроцветная свита включает в себя зону исключительно меловых форм, относимую к датскому ярусу, и зону с *Globorotalia ex gr. canariensis*, относимую к палеоцену; свита плотных глинистых известняков и мергелей включает в себя зону с *Globorotalia ex gr. velascoensis-aragonensis*, относимую к нижнему эоцену, и зону с *Globorotalia crassaformis*, относимую к среднему эоцену.

Однако вопрос о возрасте пестроцветной свиты и постоянстве ее стратиграфического объема остается до конца не решенным. Учитывая, что наряду с датскими ежами в сероцвете Дагестана В. Д. Голубятниковым были найдены также ежи, оставшиеся палеонтологически необработанными и по предварительному определению напоминающие палеоценовых ежей с Черноморского побережья, И. А. Коробков полагает, что свита сероцвета имеет палеоценовый возраст; это тем более вероятно, что и фораминиферовый комплекс исключительно меловых форм не может быть точным обоснованием для отнесения их к датскому возрасту, поскольку такой же комплекс обнаружен и в мергелях эльбурганской свиты (в разрезе по р. Кубань у Баталлашинска), палеоценовый возраст которой с несомненностью доказывается наличием богатой палеоценовой фауны. В отношении стратиграфического объема пестроцветной свиты и

свиты сероцвета также существуют разногласия. В. Д. Голубятников утверждает (339, 349), что пестроцветная свита Северного Дагестана полностью соответствует так называемому сероцвету Южного Дагестана, поскольку и там и здесь она залегает между свитой светлосерых плитчатых плотных глинистых известняков и мергелей, иногда песчанистых в нижней части, и известняками с датскими ежами и везде включает в себе обе зоны фораминифер — зону с *Globorotalia* ex gr. *canariensis* и зону исключительно меловых форм. Д. В. Дробышев высказывает предположение, что пестроцветная свита Северного Дагестана соответствует лишь самой верхней части сероцвета Южного Дагестана и что, следовательно, разрез в Северном Дагестане неполный. И. А. Коробков считает (материалы 1940 г.), что сероцвет вообще отсутствует в Северном Дагестане и что пестроцвет Северного Дагестана по своему положению в общей стратиграфической колонке должен залегать непосредственно на свите сероцвета. Поэтому в своей характеристике нижнефораминиферовых слоев Северного Кавказа И. А. Коробков (1940 г.) выделяет для Дагестана южнодагестанский и северодагестанский типы. Для решения указанных противоречий необходимы дополнительные исследования.

Верхнефораминиферовые слои делятся на горизонт битуминозных сланцев  $F_2^1$  с *Lyrolepis caucasica* Rom. и горизонт  $F_2^2$  светлых мергелей и известняков с крупными фораминиферами. Эти горизонты, несмотря на некоторые фациальные изменения, отчетливо прослеживаются по всему Дагестану.

А. Д. Архангельский (55) верхние белые фораминиферовые известняки Северо-Восточного Кавказа, исходя из соображений палеогеографического и стратиграфического характера, приравнивает к киевскому мергелю Русской платформы. Подстилающие их сланцы с *Lyrolepis caucasica* Rom. также относятся к верхнему эоцену (Н. С. Шатский и В. В. Меннер, 1235). В самых верхах этих сланцев в Южном Дагестане В. Д. Голубятниковым найдена фауна, список которой приводится при описании разреза, указывающая также совершенно определенно на верхнеэоценовый возраст этих слоев. Первоначально В. Д. Голубятников отнес эти слои с фауной к самым верхам фораминиферовых слоев (343); однако последующие более детальные работы показали, что их нужно отнести к верхам свиты битуминозных сланцев с *Lyrolepis caucasica* Rom.

Хадумский горизонт, налегающий на фораминиферовые слои и относимый до последнего времени к самым низам майкопской свиты, представляет собой весьма характерный и постоянный горизонт, основными свойствами которого являются битуминозность и карбонатность пород. Возраст его И. А. Коробков, на основании обработанной им фауны, относит к нижнему олигоцену.

Майкопская свита является наиболее изменчивой в Дагестане. В Северном Дагестане, на протяжении от р. Сулака до Талгинского района, она имеет большую мощность (свыше 1000 м), причем верхняя ее часть выражена глинистой толщей, а нижняя — песчано-глинистой, с разделением той и другой на ряд отдельных горизонтов. По направлению к югу характер майкопской свиты меняется в фациальном отношении. Здесь она выражена преимущественно глинистой толщей незначительной мощности. Вопрос о полноте разрезов майкопской свиты Северного и Южного Дагестана также не является окончательно разрешенным. Одни исследователи полагают (В. Д. Голубятников), что майкоп Северного Дагестана полностью соответствует майкопу Южного Дагестана (в разрезах на Берееке, на Дагестанских Огнях, по р. Рубас-чай), другие (Н. Ю. Успен-

ская, И. А. Коробков) считают, что в Южном Дагестане отсутствует нижний майкоп, чем и объясняется здесь малая мощность майкопа.

Кровля майкопской свиты устанавливается по чрезвычайно постоянному и характерному мергелю тарханского горизонта с *Pecten denudatus*

(П. С. В. Д. Г. О. Л. У. Б. Я. Т. Н. И. К. О. В. У.)

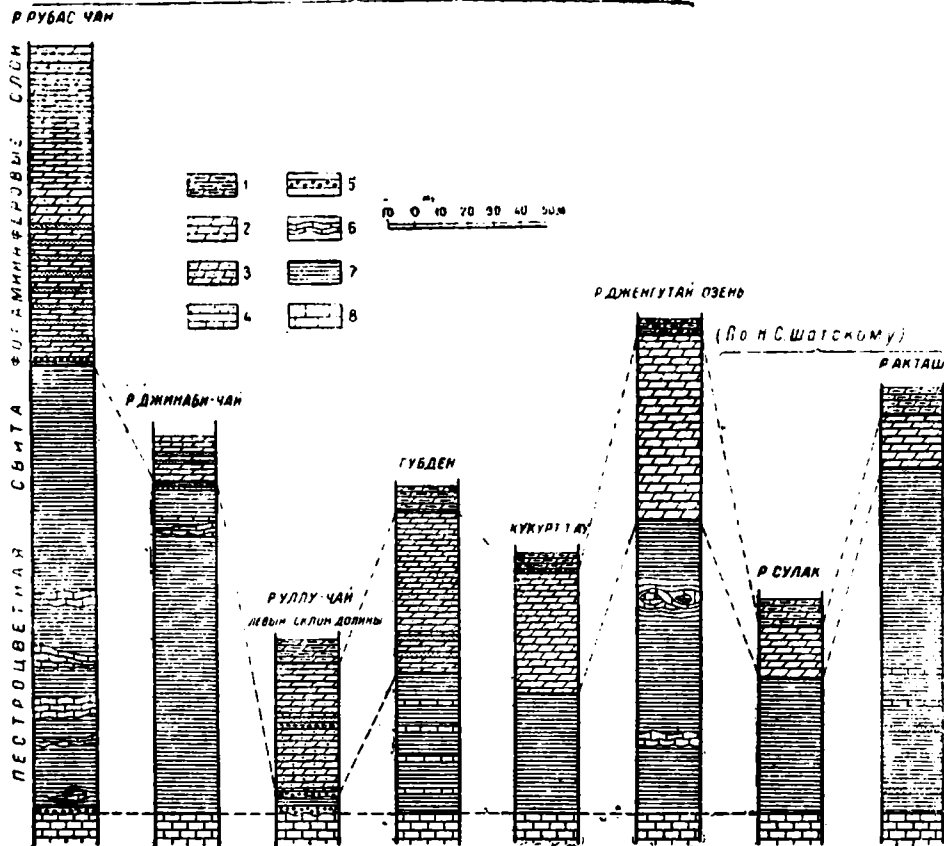


Рис. 11. Стратиграфические разрезы „сероцвета“ и „пестроцвета“ Дагестана.

1 — битуминозные сланцы; 2 — мергели и известняки; 3 — песчанисто-известняки; 4 — прослой известковатых песчаников и твердых мергелей в пестроцветной свите; 5 — конгломераты; 6 — включения верхнемергельных известняков; 7 — мергели „пестроцвета“ и „сероцвета“, 8 — известняки датского яруса.

Reuss, многочисленными *Spiralis* и другой фауной, относимому, по последним данным (1118), к среднему миоцену (тортонский ярус).

Принимая во внимание непрерывность разреза майкопской свиты между тарханским горизонтом вверху и халумским горизонтом внизу, возраст майкопской свиты определяется интервалом от низов среднего миоцена (гельветокого яруса) до верхов нижнего олигоцена, причем большая часть верхнего майкопа относится к миоцену, а остальная часть верхнего майкопа и весь нижний майкоп — к олигоцену.<sup>1</sup> Более деталь-

<sup>1</sup> К сожалению, точная граница между олигоценовой и миоценовой частью майкопа остается неустановленной из-за отсутствия фаунистических данных.

ная характеристика отдельных свит и горизонтов палеогена дается ниже при сравнительном описании отдельных разрезов.

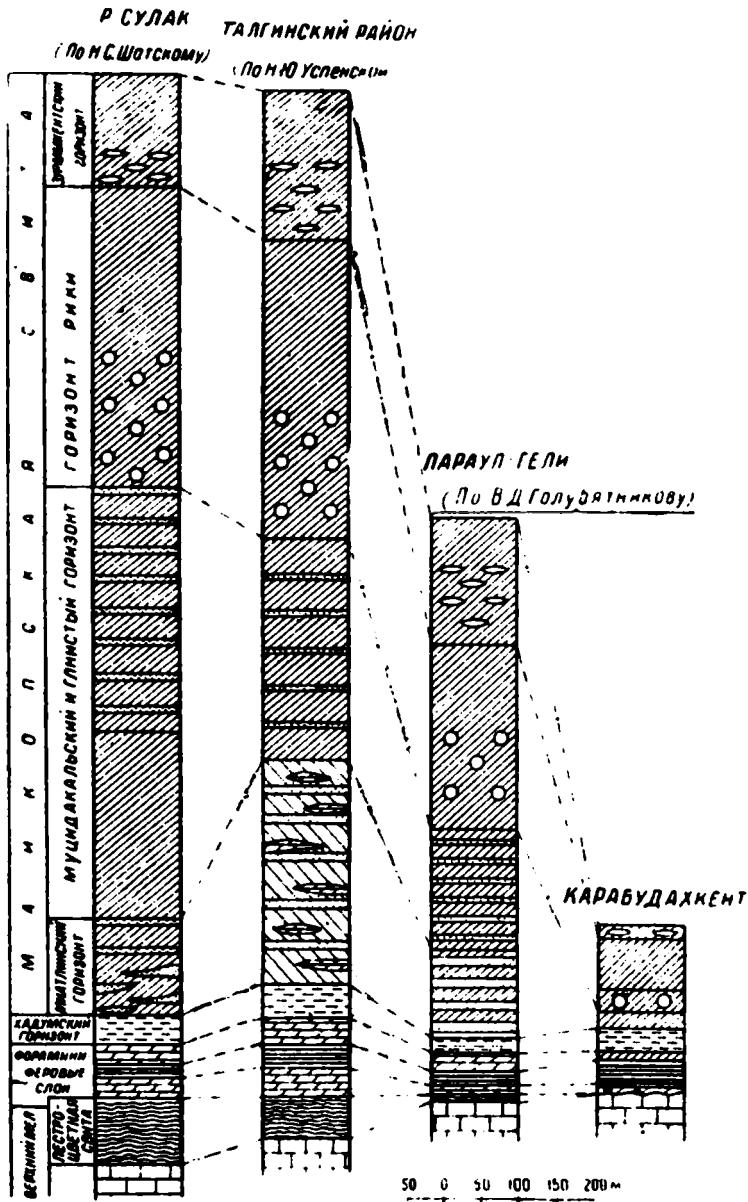


Рис. 12. Стратиграфические разрезы палеогена и нижнего миоцена Северного Дагестана.  
Условные обозначения — см. рис. 13.

Отложения палеогена в Южном Дагестане вытянуты полосой с простираем вдоль подножья мелового хребта, обнажаясь, главным образом, по долинам рек, прорезающих породы вкрест простираения. В области



прибрежной равнины там, где третичные отложения сnivelированы и прикрыты древнекаспийскими осадками, майкопская свита и фораминиферовые слои вскрыты рядом глубоких скважин при разведке газовых и нефтяных месторождений в районе Хош-Мензила, Дагестанских Огней и Берекея. В Северном Дагестане, на широте сел. Карабудахкент, простираение третичных и меловых отложений довольно резко меняется с северо-западного почти на широтное, вследствие чего значительно расширяется площадь, занятая третичными отложениями, в особенности отложениями палеогена, которые широкими полосами окаймляют меловые купола Кукурт-тау, Эльдама, Иргарт-баш и Хадум и прослеживаются на запад за р. Сулак.

Главнейшие и лучшие разрезы палеогена наблюдаются в районе р. Сулака, в Талгинском районе, в окрестностях сел. Губден и Карабудахкент, по р. Уллу-чай и по р. Рубас-чай у сел. Гапиль (рис. 11 и 12).

Наиболее детально разработан Н. С. Шатским (1231, 1235) разрез палеогена в Сулакском районе.

Фораминиферовые слои здесь начинаются с пестроцветной свиты, выраженной красными и зеленоватыми мергелями. Западнее в основании свиты встречаются прослой известковистых песчаников и серых известняков. Мощность этой свиты — 80—90 м. Вышележащую свиту зеленовато-серых плотных известняков Н. С. Шатский относит уже к верхнефораминиферовым слоям, в то время как другие геологи обычно относят ее к верхней свите нижнефораминиферовых слоев  $F_1^2$ . Мощность ее — 15—20 м. Верхние фораминиферовые слои делятся на известково-битуминозные сланцы с *Lyrolepis caucasica* Rom., мощностью 20 м, и светлые, слегка желтовато-зеленоватые известняки и мергели с фораминиферами  $F_2^2$ , мощностью около 25 м.

Почти так же выражены фораминиферовые слои и в Талгинском районе. По наблюдениям В. Д. Голубятникова (материалы 1940 г.), в разрезе в Гиик-Салганской долине нижняя часть пестроцветной свиты, мощностью 15 м, выражена неслоистыми, оскольчатыми в осыпях, красно-бурными, местами с фиолетовым оттенком мергелями, охарактеризованными фораминиферами, относящимися к зоне исключительно меловых форм. Выше залегает пачка в 15 м мощностью таких же красно-буроватых мергелей с подчиненными прослоями серо-зеленоватых мергелей, с однометровым прослоем слоистых серых и зеленоватых мергелей в основании. По комплексу содержащихся в них фораминифер они относятся к зоне с *Globorotalia* ex gr. *canariensis* (палеоцен).

Пестроцветная свита Талгинского района постепенно переходит в вышележащую свиту плотных серо-зеленоватых плитчатых мергелей. Нижняя часть их, по содержанию микрофауны соответствующая нижнеэоценовой зоне с *Globorotalia* ex gr. *velascoensis-aragonensis*, имеет мощность 25 м и выражена серо-зеленоватыми мергелями с буроватым и красноватым оттенком в самых нижних слоях. Верхняя часть, мощностью также в 25 м, представлена серо-зеленоватыми слоистыми, местами плитчатыми мергелями, по содержанию микрофауны соответствующими среднеэоценовой зоне в *Globorotalia crassaformis*.

Выше залегает типичная свита битуминозных сланцев, мощностью 35 м, и свита светлых мергелей, мощностью около 35 м, — верхнефораминиферовые слои.

Интересно отметить, что в разрезах по р. Дженгутай-озень, находящихся к юго-западу от Талгинского района, разрез пестроцветной свиты имеет большую мощность, до 80 м, и выражен преимущественно серыми

мергелями (лишь местами имеющими красноватый оттенок), по своему характеру тождественными сероцвету Южного Дагестана и эквивалентными зоне исключительно меловых форм и зоне с *Globorotalia* ex gr. *canariensis*. Выше залегают типичные серо-зеленоватые мергели зоны с *Globorotalia* ex gr. *velascoensis-aragonensis*, мощностью 30 м, и зоны с *Globorotalia crassaformis*, мощностью 40 м.

Майкопская свита в Северном Дагестане, от Сулакского района на западе до Талгинского на востоке, имеет весьма большую мощность, свыше 1000 м, и разделяется на ряд горизонтов, выделенных Н. С. Шатским (1231, 1235) при изучении сулакского разреза.

Нижний, песчано-глинистый отдел майкопской свиты разделяется снизу вверх на хадумский горизонт, миатлинский, нижний глинистый и муцидакальский. Верхний — глинистый отдел майкопа делится на горизонт Рики и зурамакентский горизонт.

Хадумский горизонт в нижней части выражен черными битуминозными мергелистыми сланцами, чередующимися с тонкоплитчатыми глинистыми сланцами. Мергелистые сланцы иногда напоминают мергелистые сланцы свиты с *Lyrolepis caucasica* Rom. Верхи хадумского горизонта выражены сланцеватыми битуминозными глинами, серо-зеленого и коричневого цветов, с тонкими прослоями песчаников. Общая мощность хадумского горизонта — 40—45 м. Приблизительно в середине хадумских мергелей проходит пласт серого, в изломе почти черного плотного мергеля, мощностью до 0,5 м. Этот пласт мергеля, содержащий мелкие пелециподы и многочисленные *Ostracoda*, очень постояен и отмечается К. А. Прокоповым и далее к западу, как весьма характерный и выдержанный прослой для средней части хадумских слоев.

В хадумских слоях Н. С. Шатским (1231) собрана ихтиофауна, среди которой В. В. Меннером определены *Lepidopus leptospondylus* Неск., *L. brevispondylus* Неск., *Nemopteris crassa* Agass., новые формы из семейств *Esocidae* и *Clupeidae*. Эти рыбы, по данным В. В. Меннера, «характерны для нижнего олигоцена и свидетельствуют о значительной глубине Хадумского моря». «В полуметровом мергеле этого горизонта были найдены плохо сохранившиеся, точно не определимые пелециподы: тонкоробристая *Cardita* sp. и форма, более всего напоминающая *Saxicava* (?) cf. *complanata* Коен., описанную Кененом из нижнего олигоцена Германии».

В Талгинском районе хадумский горизонт выражен в нижней части розовато-бурыми мергелистыми сланцами и мергельными глинами, в верхней — сланцеватыми битуминозными глинами, общей мощностью до 50 м. Из рыбных остатков В. В. Меннером определены *Amphysile* sp. nov. ex gr. *heinrichi* Неск., *Clupea* sp., *Scopelidae* и др. На 12 м выше подошвы горизонта залегают пласт темносерого битуминозного мергеля, мощностью до 1 м, с отпечатками и ядрами мелких пелеципод: *Cardita*, *Saxicava* sp. и др.

Ввиду особого характера хадумского горизонта К. А. Прокопов (889) и Н. Ю. Успенская (1169) для этого района, так же как В. Д. Голубятников для Южного Дагестана, считают рациональным выделение его из нижнего майкопа в самостоятельный горизонт.

Мощность хадумского горизонта во всем Дагестане незначительна и довольно постоянна. Лишь между р. Сулак и Талгинским районом в окрестностях сел. Чиркей и Ахатлы (Н. Ю. Успенская, 1170) мощность его увеличивается до 300—400 м. Здесь он выражен овитой черных и желто-серых, плитчатых битуминозных мергелистых глин и мергелей с частыми прослоями тонкослойных бурых песчаников.

Миатлинский горизонт выражен толщиной оливковых, местами песчанистых, оскольчатых глин, переслаивающихся с серыми и зеленоватыми тонкосланцеватыми глинами и отдельными небольшими линзами и глыбами песчаников, мощность которых достигает 8—10 м и которые залегают часто вне зависимости от общего напластования пород. Общая мощность — 100—125 м. По направлению к востоку песчанистость уменьшается, и в Талгинском районе отдельные песчаники редко достигают мощности свыше 1 м.

В Талгинском районе не выделяется следующий кверху нижний глинистый горизонт, установленный Н. С. Шатским на р. Сулаке и выраженный там тонкослоистыми серыми глинами, вверху с тонкими прослойками песчаников, общей мощностью 240—250 м. Этот горизонт здесь объединяется с муцидакальским горизонтом, представленным свитой лиловато-серых и зеленоватых сланцеватых и оскольчатых глин с редкими прослоями плитчатых песчаников и конкрециями глинистого песчаника и плотного мергеля.

Мощность нижнего глинистого и муцидакальского горизонтов в Талгинском районе изменчива, от 300 м на северном крыле Талгинской складки до 800 м — на южном. Мощность муцидакальского горизонта в Сулакском районе — 325 м. Здесь мощность отдельных линз и прослоев песчаников достигает 2 м.

Для песчаников нижнемайкопской толщи характерна структура верхней поверхности пластов, выражающаяся в наличии сети струй, бугорков, плоских вздутий и валиков, которые Н. С. Шатским (1231) называются натечными фигурами и объясняются оплыванием и сморщиванием неотвердевшего песка на слабо наклоненном дне при небольших тектонических подвижках.

Для миатлинского горизонта Талгинского района особенно характерно присутствие многочисленных большею частью пластовых, а иногда глыбовых включений светлых мергелей верхнефораминиферовой свиты, реже мергелистых битуминозных сланцев и пород хадумского горизонта, которые являются следствием подводно-оползневых явлений, широко развитых в миатлинское время (1171, и материалы В. Д. Голубятникова, 1940 г.).

Верхний, глинистый отдел майкопа в Северном Дагестане начинается горизонтом Рики, который выражен темными и серо-шоколадными тонкослоистыми глинами. При выветривании глины расслаиваются на отдельные листочки, светлеют, принимают пепельно-лиловатый оттенок, столь характерный для обнажений этого горизонта. В выветрелых глинах часты бледножелтые налеты натрового ярозита. Встречаются тонкие, редкие прослои белых мелкозернистых песчаников и большие известковые септариевые конкреции (преимущественно в нижней части). Мощность этого горизонта в Сулакском районе — около 425 м, в Талгинском колеблется от 250 до 450 м.

Залегающий выше зурамакентский горизонт представлен темными, почти черными глинами с караваеобразными конкрециями или прослоями сидеритов. В самых верхах выделяется пачка светлосерых глин типа Рики, в которых К. П. Калицким (558) впервые для Дагестана найдены были *Amphysile*, вследствие чего они и были названы амфизилиевыми слоями. Мощность зурамакентского горизонта в районе Сулака — около 200 м, в Талгинском районе — 170 м.

В. Д. Голубятников (338, 342, 353) для района сел. Карабудахкента, Гели, Параула и Талги делит зурамакентский горизонт на две весьма

постоянные и характерные пачки — на сидеритовую свиту, выраженную темными глинами с прослоями и караваями сидеритов, обнимающую по мощности большую часть горизонта, и вышележащую пачку амфизилневых глин светлосерого цвета, мощностью всего 10—15 м. В последней, кроме довольно редких *Amphysile* (*Eoliscus daghestanicus* Ledn.), найдены *Harengula* sp. и *Merluccius* sp.

По направлению к югу от Талгинского района, в окрестностях сел. Карабудахкент, наблюдается довольно быстрый переход от мощной песчано-глинистой фации майкопа к маломощной глинистой фации майкопа Южного Дагестана. Разрез фораминиферовых слоев здесь сохраняет все черты более северных разрезов. У сел. Губден пестроцветная свита, мощностью до 50 м, выражена чередованием красно-бурых мергелей со светло-зеленоватыми мергелями, с прослоями плотных известняков, с гиероглифами на нижней поверхности и включает в себе две зоны фораминифер — зону исключительно меловых форм и зону с *Globorotalia* ex gr. *canariensis* (верхние 12 м). Выше залегает типичная свита серо-зеленоватых плотных плитчатых мергелей. Следует отметить, что эта свита в некоторых случаях залегает с слабым угловым несогласием на пестроцветной свите, постепенно срезая ее и в некоторых местах залегая непосредственно на типичных верхнемеловых известняках (рис. 13).

В основании пестроцветной свиты также намечаются слабые следы трансгрессивного залегания в виде непостоянных прослоев конгломерата из меловой гальки (В. Д. Голубятников, 339, 353; Н. Ю. Успенская, 1156, 1164, 1170).

Верхнефораминиферовые слои сохраняют свой характер, хадумский же горизонт в окрестностях сел. Карабудахкент, у родника Бекенезбулак имеет несколько иной характер. На пачке типичных серо-коричневых и буроватых тонкослоистых мергелей, мощностью 17 м, залегает пачка пород, представленная чередованием тонкослоистых, серо-бурых мергелей с некарбонатными слоистыми желто-бурыми глинами, общей мощностью в 7 м, с пачкой сланцеватых серо-коричневых некарбонатных глин майкопского типа, мощностью в 7,5 м. Общая мощность хадумского горизонта у сел. Карабудахкент достигает 31,5 м. Наличие в верхней части чередования карбонатных и некарбонатных пород и пачки глин типичного майкопского облика характерно для ряда районов Дагестана, как, например, для района сел. Гели, а на юге для района газовых месторождений Дагестанские Огни и Хош-Мензил.

В районе сел. Губден на хадумских мягких мергелях совершенно согласно залегают слои майкопской свиты, выраженные серыми глинами, которые в выветрелом состоянии имеют лилово-серый оттенок и распадаются на тончайшие листочки.

В нижней части майкопской свиты встречаются тонкие прослои бурых песчанистых мергелей и серо-буроватых сланцеватых, слабо известковистых песчаников. Для верхней части характерны прослой и караван сидеритов и прослой бурых железистых песчаников, мощностью 0,2—0,3 м, средне- и крупнозернистых, с плохо окатанными зернами кварца. Общая мощность майкопской свиты в районе сел. Губден — 200 м. Южнее, начиная от сел. Серго-кала почти до сел. Маджалис, на протяжении 35—40 км, майкопские слои, перекрывая нижележащие отложения, несогласно залегают на известняках верхнего мела: местами под ними сохранились клочки фораминиферовых слоев.

Следующий разрез палеогена, хотя и неполный вследствие плохой обнаженности, проследживается значительно южнее, по р. Уллу-чай близ

сел. Маджалис. Здесь обращает на себя внимание трансгрессивное и несогласное налегание нижнефораминиферовых слоев, выраженных извест-

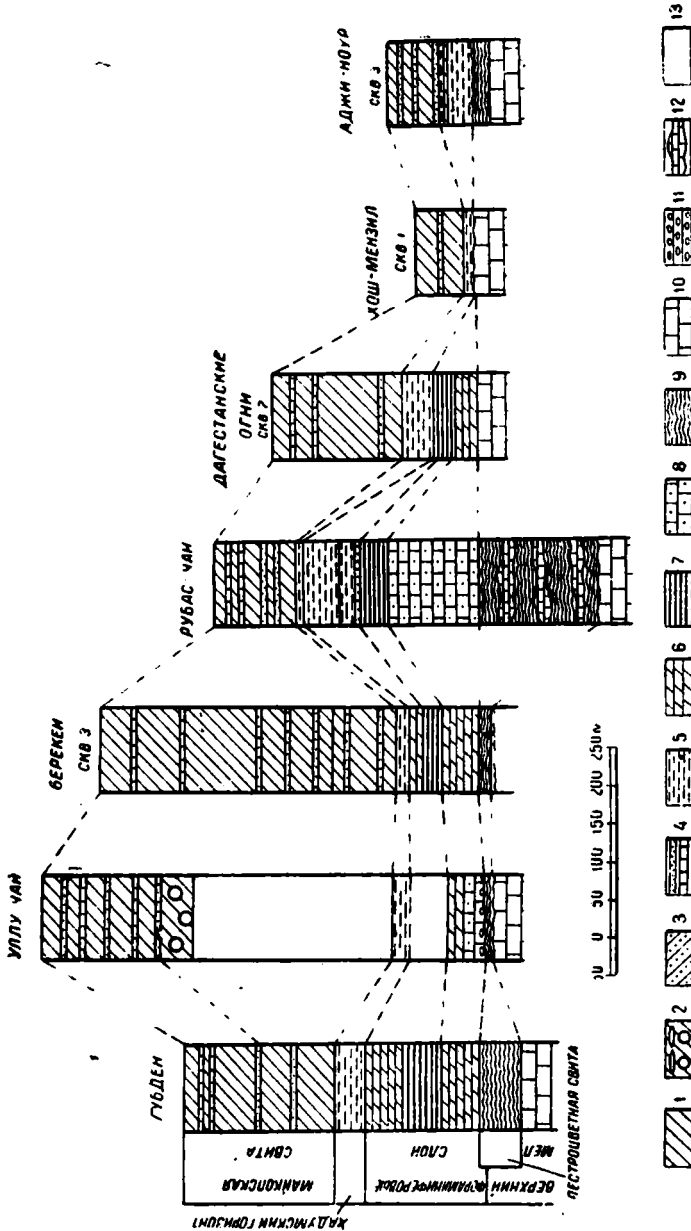


Рис. 18. Стратиграфические разрезы палеогена и нижнего миоцена Восточного Дагестана (по В. Д. Голубячникову).

1 — глина; 2 — сидериты и конcretion в глинах; 3 — песчаные глины; 4 — прослойки песчанков и оолитов; 5 — мягкие мергели задатского горизонта; 6 — мергели и известняки фораминиферовых слоев; 7 — битуминозные сланцы фораминиферовых слоев; 8 — известняковые почвенки фораминиферовых слоев; 9 — мягкие мергели пестроцветной свиты; 10 — плиты известняков верхнего мела; 11 — конгломераты; 12 — глыбовые и плитовые включения фораминиферовых мергелей и меловые известняков; 13 — пропуски в обнажениях.

ковистыми песчаниками и выше толстослойными песчанистыми известняками и мергелями (мощностью до 50 м), на известняках датского яруса. В контакте между ними сохранилась небольшая пачка (2—6 м) серых мягких мергелей сероцветной свиты Север-

ного Дагестана (339, 353, 1156, 1161, 1165). Верхнефораминиферовые слои и хадумский горизонт обнажаются лишь в отдельных высыпках.

Майкопская свита в разрезах по р. Уллу-чай выражена толщей серых и серо-бурых глин, при выветривании приобретающих обычный для типичного майкопа характер, с тонкими прослоями плотных песчаников и сидеритов. В самых верхах, под тарханским горизонтом, найдены *Amphysile apscheronica* L e d n., а ниже — *Merlucius* sp. Наблюдаемая мощность разреза по р. Уллу-чай достигает 200 м.

Отсутствие обнажений оставляет невыясненным характер нижней части майкопской свиты и ее мощность. По сравнению с более южным рубасчайским разрезом, майкопская свита на р. Уллу-чай является менее песчанистой и более богатой сидеритами, распространенными по всему разрезу видимой части майкопа. Немного южнее, по р. Карзан-чай, общая мощность майкопа около 350 м. Вероятно такова она и по р. Уллу-чай.

К востоку от р. Уллу-чай, в районе Берекейского нефтяного месторождения, палеогеновые отложения, образующие восточную антиклинальную складку, пройдены рядом глубоких скважин (№ 3 Азнефти, №№ 7 и 9 Грознефти) при разведке на нефть и на подобромные воды. Здесь также повторяются все свиты, описанные выше. На меловых известняках залегают кирпично-красные мергели пестроцвета, мощностью до 23 м. Выше идут плотные, плитчатые белые и зеленоватые известняки нижнефораминиферовых слоев, мощностью около 50 м. На них налегают битуминозные сланцы (20—25 м) и белые и желтоватые мергели и известняки (12 м) верхнефораминиферовых слоев.

Хадумский горизонт представлен известковистыми серо-коричневыми мергелистыми глинами, причем в верхней части наблюдается чередование карбонатных пород с некарбонатными. Общая мощность хадумского горизонта — 40—50 м.

Майкопская свита выражена глинистой толщей серых и серобуроватых глин. В нижней части характерны налеты песка и тонкие прослойки песчаника. Глины частично также песчанисты. В верхней части глины не песчанисты, часты тонкие прослойки сидеритов и песчаников. Мощность майкопа в районе Берекея колеблется от 380 до 480 м.

Южнее, в районе газового месторождения Дагестанские Огни, подчиненной той же восточной антиклинальной складке, скважина № 7, заложённая на оси, дала следующий разрез палеогена.

Контакт с меловыми слоями, вследствие отсутствия образцов на протяжении 15 м, остался невыясненным. Нижнефораминиферовые слои представлены белыми с зеленоватым оттенком плотными мергелями и известняками, мощностью 35 м. Вышележащие битуминозные сланцы выражены серо-коричневыми тонкослоистыми мергелями, по внешнему виду весьма напоминающими хадум. Мощность их — 18,5 м. Вышележащие белые мергели имеют мощность всего 4 м. Общая мощность фораминиферовых слоев, таким образом, в этом районе всего 57,5 м.

Хадумский горизонт выражен обычными серо-коричневыми, тонколистоватыми мергелистыми глинами, которые в верхней части чередуются с некарбонатными глинами. Мощность хадума в скважине № 7 — 37,5 м, в других скважинах она колеблется от 10 до 40 м.

Майкопская свита выражена серыми и серо-буроватыми глинами с тонкими и не частыми прослоями сидеритов и плотных песчаников. В нижней части в глинах наблюдаются налеты и тонкие прослойки мелкозернистых песчаников. Мощность майкопской свиты в скважине № 7 — 180 м. В других скважинах она колеблется от 150 до 200 м.

Поскольку разрез Берекейского района соответствует разрезу по р. Уллу-чай, находясь от него на линии вкрест простирания, постольку разрез на Дагестанских Огнях соответствует разрезу по р. Рубас-чай близ сел. Гапиль, который является самым южным разрезом палеогена в Дагестане.

По р. Рубас-чай на типичных меловых известняках с *Echinocorys pyrenaicus* Seun., *Ech. douvillei* Seun., *Ech. cf. sulcatus* Goldf. и *Corastier munteri* Seun., залегает толща темносерых, с синеватым и зеленоватым оттенком неслоистых, осколчатых мергелей. В мокром состоянии они довольно мягкие и легко разламываются в руке, в сухом же виде становятся плотными и крепкими. Мощность этой достаточно однородной толщи на р. Рубас-чай — 165 м. Эта же толща прослеживается и севернее у сел. Хустил и у сел. Джинаби, в 13 км от р. Рубас-чай. Здесь ее мощность достигает 125 м. В низах этой сероцветной толщи на р. Рубас-чай В. Д. Голубятниковым (339, 349) найдены ежи датского типа, у сел. Хустил найдены обломки *Ostrea* и мелкие *Pecten*, у сел. Джинаби в нижней части в этих мергелях найдены ежи, *Terebratula*, одиночные кораллы, а в 15 м от самой кровли в правильном полуметровом прослое серого глинистого известняка, несомненно *in situ*, найдена датская фауна: *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Cyclaster* sp., *Nautilus* sp. Эта толща сероцвета по своему положению и по микрофауне совершенно тождественна с пестроцветной свитой Северного Дагестана. На мергелях сероцвета залегают нижнефораминиферовые слои, представленные светлосерыми и желтоватыми песчаниками, известняками (90—100 м) и выше — слоистыми плитчатыми и плотными светлыми мергелями и известняками с синеватым и зеленоватым оттенком (20 м).

Выше залегает всяма характерная свита битуминозных сланцев, выраженная серо-коричневатыми хорошо слоистыми мергелями, с белеющими при выветривании поверхностями, с битуминозным запахом при раскалывании. В этих сланцах обычны крупные чешуи *Lyrolepis caucasica* Rom. Мощность этой свиты — 36 м.

Верхняя треть этой свиты выражена чередованием темнокоричневых битуминозных мергелей с более светлыми, серо-коричневатыми мергелями, с линзовидными прослоями известковистых песчаников, переходящими в светлосерые детритусовые известняки. В нижних слоях этой пачки встречается несколько линзовидных прослоев (мощность от нескольких сантиметров до 0,3 м) магнезиальных мыльных глин «гиль-аби» желтоватого цвета, просвечивающих в тонких краях обломков. Эта свита по р. Рубас-чай характеризуется сильной изменчивостью в связи с прибрежным характером ее образования. В детритусовых, известняках и известковистых песчаниках В. Д. Голубятниковым (343) найдена фауна, обработанная В. С. Слодкевичем. Им определены: *Crassatella* cf. *plumbea* Chén., *Phacoides (Gibbolucina) menardi* Deshayes var., *Pseudamusium corneum* Sow., *Spondylus buchi* Phill., совершенно тождественный формам юга СССР, *Vulsella* sp., напоминающая *V. reflexa* Koehn., *Cardium* sp., *Arca* sp., напоминающая *Arca lissa* Baup. Несмотря на относительную бедность фауны, общий комплекс форм и их облик позволяют совершенно уверенно параллелизовать ее с фауной киевского яруса юга СССР, содержащей те же самые формы и в том же количественном соотношении, но более богатой видами.

Вместе с перечисленной макрофауной встречается также и микрофауна, представленная несколькими видами *Discocyclina* и *Nummulites*, обработанная Б. Ф. Меффертом. Из них определены: *Discocyclina abichi*

sp. nov., приближающаяся к верхнеэоценовому виду *D. fortisi* d'Archiac; *D. daghestanica* sp. nov., принадлежащая к типу *Nodocyclina* Arn. Heim, мало изученному и констатированному до сих пор в верхнем эоцене; — *D. nummulitica* Gumbel. — вид большого вертикального распространения, часто присутствующий в верхнем эоцене; *Asterocyclina stellaris* Brunner, *A. stellata* d'Archiac (обе эти формы наиболее преобладают в верхнем эоцене); *Nummulites* aff. *budensis* Hantken, весьма характерный для слоев приабонского возраста, и два вида *Nummulites* sp. nov. Два последние вида являются крайне своеобразными регрессивными формами, выражающими переход от *Nummulites* к *Operculina*, что характерно исключительно для самых верхов эоцена. Перечисленные виды корненожек вместе с фауной, обработанной В. С. Слудкевичем, совершенно определенно устанавливают верхнеэоценовый возраст этих слоев.

Самые верхи фораминиферовых слоев, залегающие выше битуминозных сланцев, на основании найденной здесь фауны разделены И. А. Коробковым (628) на две зоны: спондиловый горизонт и зону с *Variamusium fallax* Kogob. Спондиловая зона выражена чередованием серо-коричневатых местами песчанистых, мягких мергелей, с битуминозным запахом при раскалывании, с более плотными серыми, со слабым зеленоватым оттенком. Общая мощность их — 25 м. Из этой зоны И. А. Коробковым определена следующая фауна: *Spondylus buchi* Phill., *Pseudamusium corneum* Sow., *Pectunculus* sp., *Cerithium* sp., *Dentalium* sp. Вследствие нахождения большого количества *Spondylus* И. А. Коробков дал ей название спондилового горизонта.

В основании спондилового горизонта на р. Рубас-чай залегают прослойки конгломератовидного известковистого глауконитового песчаника, местами переходящего в плотный детритусовый известняк с неровной нижней поверхностью, мощностью 0,15—0,6 м.

Зона с *Variamusium fallax* Kogob., связанная постепенным переходом со спондиловым горизонтом, представлена серо-коричневыми мягкими неслоистыми песчанистыми мергелями, при выветривании приобретающими белесовато-синеватый оттенок, с битуминозным запахом при раскалывании. Мощность их на р. Рубас-чай — 45 м. В этих мергелях найдена фауна, обработанная И. А. Коробковым: *Variamusium fallax* Kogob., который ранее определялся обычно как *Pecten bronni* Mayer. *Limopsis retifera* Sempr., *Nucculana perovalis* Koen., *Lucina rectangulata* Haft., *L. gracilis* Nyst., *Cryptodon uncarinatus* Nyst., *Ostrea queteleti* Nyst., *Aturia zigzag* Sow., *Solenomya doderleini* Mayer, *Cerithium dregeri* Boussaes.

Этот комплекс форм, указывающий на нижнеолигоценый возраст, прослежен И. А. Коробковым в самых верхах фораминиферовых слоев в целом ряде районов по Северному Кавказу и выделен им в зону с *Variamusium fallax* Kogob. Свита мергелей на р. Рубас-чай, включающая обе зоны, до палеонтологической обработки относилась к хадумскому горизонту. Зона с *Variamusium fallax* прослежена лишь до р. Карзан-чай, севернее она пока еще не выделена.

Хадумский горизонт, залегающий на р. Рубас-чай выше зоны с *Variamusium fallax*, представлен чередованием серых мергелистых глин с темносерыми известковистыми глинами типично майкопского вида, с липовидными прослоями мягких песчаников, мощностью всего в несколько метров. Здесь И. А. Коробковым найдена хадумская фауна плохой сохранности. И. А. Коробков полагает, что эта фауна является перетолженной, что в этом месте хадумский горизонт размыт, и майкопские слои налегают непосредственно на зону с *Variamusium fallax*.



Майкопская свита на ф. Рубас-чай выражена глинистой толщей, мощностью в 110 м. Глины серые, в влажном состоянии темносерые, при выветривании светлеют и приобретают лиловатый оттенок, со светложелтыми прожилками и налетами натрового ярозита. В нижней части наблюдаются прослои песчанистых глин и глинистых песков, непостоянной мощности в 1—2 м, и более тонкие и редкие прослои песчаников. В верхней части имеются незначительные и редкие прослои и лепешкообразные конкреции сидеритов.

К юго-востоку, в области Прикаспийской равнины, в районе газового месторождения Хош-Мензил, как выяснено бурением, хадумские мергелистые глины, мощностью всего около 13 м, залегают, повидимому, трансгрессивно непосредственно на верхнемеловых известняках. Майкопская свита, мощностью всего около 60 м, выражена серыми глинами с рыбными остатками с налетами и тонкими прослоями песков в нижней части.

Еще южнее, в районе озера Аджинур, где производилось разведочное бурение на газ, в скважине № 3 хадумский горизонт также выражен обычными тонкослонистыми, серо-коричневыми мергелями, мощностью 52 м, с типичной хадумской микрофауной, в самых низах с прослоями, переполненными *Planorbella*. Нужно отметить, что это — единственный пункт в Дагестане, где в низах хадума были обнаружены *Planorbella*, столь характерные вообще для других районов Северного Кавказа. Здесь хадумские слои залегают непосредственно на серых песчанистых неслоистых мергелях сероцвета (аналога пестроцвета Северного Дагестана), охарактеризованных, по определению Н. Н. Субботиной, комплексом фораминифер исключительно меловых форм. Мощность их достигает 60 м.

Майкопская свита имеет тот же характер и ту же мощность, что и в Хош-Мензиле.

Таким образом, при сопоставлении разрезов палеогена Северного и Южного Дагестана остаются невыясненными следующие вопросы: соответствует ли пестроцветная свита Северного Дагестана полностью сероцветной свите Южного Дагестана или только ее верхней части и является ли маломощный и преимущественно глинистый майкоп Южного Дагестана эквивалентным всей майкопской свите Северного Дагестана, как это считает В. Д. Голубятников (339, 340), или, может быть, как допускает Н. Ю. Успенская, южный майкоп соответствует только верхнему отделу северного майкопа, перекрывая южную песчано-глинистую толщу, которая может быть обнаружена при разведке скважинами вниз по падению слоев.

Этот вопрос требует дополнительных детальных исследований, так как с майкопской свитой связано разрешение ряда практических вопросов.

В Южном Дагестане хадумский горизонт является основным газоносным горизонтом, давшим в районе газовых месторождений Дагестанские Огни, Дузлак и Хош-Мензил ряд мощных газовых фонтанов.

В нижних слоях майкопа и в хадуме в Берекейском нефтеносном районе получены промышленные притоки легкой нефти.

В Северном Дагестане с песчаниками нижнего майкопа и битуминозными сланцами фораминиферовых слоев связан ряд многочисленных нефтепроявлений. Полученный в Беноевском районе (Старч-корт) в 1930 г. фонтан нефти из верхней части нижнего майкопа заставляет обратить внимание на выявление промышленной нефтеносности майкопской свиты. В последние годы проблема нефтегазонасности майкопской свиты не только в Дагестане, но и в более западных районах Северного Кавказа приобретает крупнейшее значение в деле выявления нового фонда площадей для нефтяной промышленности.

## Палеогеновые и нижнемiocеновые отложения Центрального и Западного Кавказа

Палеогеновые отложения Северного Кавказа сложены двумя резко отличающимися друг от друга комплексами осадочных отложений. Нижний комплекс, различаемый под названием «фораминиферовые слои», выражен светлоокрашенными (серыми, розоватыми или чаще зеленоватыми), преимущественно карбонатными породами, среди которых доминирующее положение принадлежит мергелям. Вышележащий комплекс представлен обычно темноокрашенными глинистыми или глинисто-песчаными отложениями, преимущественно некарбонатными. Этот комплекс широко известен под названием «майкопская свита». Фораминиферовые слои обнимают собой породы различного возраста — от палеогена до нижней части нижнего олигоцена включительно. Майкопская свита в своей большей части принадлежит олигоцену, и лишь только ее верхние горизонты относятся к нижнему миоцену — аквитанскому и бурдигальскому ярусам классической шкалы.<sup>1</sup>

По простирацию оба палеогеновых комплекса претерпевают фациальные изменения более или менее закономерного характера, позволяющие в целях удобства изучения подразделить их на несколько фациальных типов. Дагестанские фациальные типы описаны выше.

Здесь дается общее описание всего разреза палеогеновых отложений по тем фациальным типам, которые установлены преимущественно для фораминиферовых слоев. Фораминиферовые слои имеют пять основных фациальных типов и два переходных: южнодагестанский, северодагестанский, черноморский, кабардинокий, восточнокубанский, западнокубанский и черноморский.

### *Черноморский фациальный тип*

#### Фораминиферовые слои

На корродированной поверхности датских известняков или же чаще на размытой поверхности известняков более низких верхнемеловых горизонтов залегает толща пород, известных под названием пестроцвета или пестроцветной свиты. Она выражена чередованием зеленых или же красноватых с зелеными пятнами мергелей с мергелями кирпично-красными или буровато-розовыми. Мергели содержат множество разнообразных *Foraminifera*, а на границе с верхнемеловыми породами — деформированные морские ежи (на р. Сунже), окатанные членики морских лилий (на р. Камбилеевке), мелкие включения верхнемеловых пород и обломки призматического слоя иноцерамов (балка Тир-хох-эли в Алкунском районе). Углового несогласия между меловыми породами и мергелями пестроцветной свиты не наблюдается. Зато отчетливо видно стратиграфическое несогласие, выражающееся в размыве верхних горизонтов меловых отложений. Литологический состав пестроцветной свиты непостоянный.

По данным Н. С. Шатского (1231), в районе р. Бутиной, на р. Сала-су 1-й и в верховьях р. Акташ в нижней части пестроцвета присутствуют прослой плотных серых известняков или прослой серого плотного, крупнозернистого песчаника. По данным того же автора, на р. Ак-су в верхних

<sup>1</sup> Низы среднего миоцена — гельветский ярус — также входят в состав майкопской свиты. *Ред.*

частях свиты имеются прослойки песчанистого известняка и зеленоватого опоковидного мергеля. Мощность непостоянная. На р. Сулак она равна 40 м, западнее, у сел. Хубар, она достигает 100 м, в верховьях р. Акташ — 130 м, а в Датыхском районе 50—70 м.

Пестроцветная свита с признаками постепенного перехода сменяется кверху горизонтом пиритизированных мергелей. Этот горизонт выражен чередованием плотных белых и зеленоватых известняков, содержащих прожилки кальцита, с голубоватыми или зеленоватыми более мягкими мергелями. В некоторых разрезах плотные известняки замещаются более мягкими мергелями, а разделяющие их прослойки — мергелистыми глинами. Все породы этого горизонта содержат кристаллический пирит или в форме одиночных кристаллов, или же довольно крупных стяжений. Мощность также непостоянная: на р. Сулаке 23 м, на р. Алистанджи — 12 м, в Датыхском районе 23 м, на р. Ассе — 25—30 м.

Горизонты пиритизированных мергелей покрываются битуминозными мергельными породами слоев с *Lyrolepis caucasica* Roman. (кумский горизонт, Н. Б. Вассоевич, 242). Эти слои выражены плотными темнокоричневыми плитняковыми мергелями, белеющими при выветривании и распадающимися на тонкие пластинки или листочки. На плоскостях напластования обильны рыбные остатки (чешуи, кости, копролиты) и часты крупные характерные чешуи *Lyrolepis caucasica* Roman. Битуминозность в различных пунктах различная. Иногда она выражается едва уловимым запахом, а иногда (р. Арджи-ахк) эти слои содержат жидкую тяжелую нефть. Мощность — от 12 до 30 м.

Следует отметить наличие между пиритизированными мергелями и битуминозными породами слоев с *Lyrolepis* характерного пласта (мощностью 0,30—0,40 м) белого мелоподобного, неслоистого и не битуминозного мергеля или известняка с характерными темными пятнами мелко рассеянного пирита. Заканчиваются фораминиферовые слои чередованием плотных мергелей с мергелями более рыхлыми. Мергели светлосерые с зеленоватым оттенком, зеленоватые или синеватые, содержащие множество раковин фораминифер, иногда ядра фукоидов и более редко отпечатки листьев и остатки окаменелой древесины (р. Фортанга). Мощность — в пределах 15—60 м. Эти породы выдержаны по простираанию. В западных районах они различаются под названием белоглинского горизонта (установлен Н. Б. Вассоевичем).

Фораминиферовые слои кверху сменяются мощной толщей темных глин, среди которых наблюдаются различной мощности пласты песчаников. Эта толща носит название майкопской свиты. Майкопская свита подразделяется на два, иногда на три отдела, а в последних выделяются местные стратиграфические горизонты.

Нижний горизонт, получивший от Н. С. Шатского (1231) название «хадумского», обладает многими особенностями постоянного характера, позволяющими проследить его на всем протяжении Северного Кавказа. Этот горизонт отделен К. А. Прокоповым (874) от майкопской свиты в качестве самостоятельных «хадумских» слоев. Такой взгляд поддерживается рядом геологов, в том числе и автором данного очерка.

### Хадумские олоя

На породах фораминиферовых слоев согласно, а иногда с признаками размыва (что наблюдается сравнительно редко), залегают слоистые карбонатные, слабо битуминозные коричневые глины, имеющие на плоскостях

слоистости массу рыбьих чешуек, множество расплюснутых раковин *Planorbella*, тонкий налет песка, а иногда присыпки порошковидного карбоната кальция.

В самых нижних слоях у контакта с фораминиферовыми мергелями наблюдались расплюснутые фунтиковидные раковинки *Balantium*. При выветривании хадумские глины становятся более светлыми, иногда даже выбеливаются и распадаются на характерные тонкие листочки или же пластинки. В глинах встречаются фораминиферы (*Globigerina*, *Gümbelina*), остатки рыб, среди которых В. В. Меннером определены характерные для нижнего олигоцена *Lepidopus leptospondylus* Meek., *L. brevispondylus* Heck., *Nemopteris crassa* Agass. и новые виды из семейства Esocidae и Clupeidae. В средней части хадумских глин проходит характерный пласт мергеля, содержащий множество Ostracoda. Мощность этого остракодового пласта колеблется в пределах 0,5—2 м. Цвет и плотность мергеля не постоянны. В восточных районах остракодовый мергель темно-серый или даже черный, а в западных — светлоокрашенный (оливково-серый, желтоватый, голубоватый). Помимо остракод, в мергеле изредка удается видеть давленные раковины пелеципод или их отпечатки. Были найдены *Cardita* sp., *Saxicava* sp. cf. *complanata* Коен., *Cryptodon* sp. В некоторых районах (например, в Присулакском, Алкунском) наблюдались такие разности хадумских глин, которые внешне очень сильно напоминают сланцы слоев с *Lyrolepis*, а в выветрелом состоянии бывают даже трудно отличимы от них. Битуминозность хадумских глин непостоянна, иногда они настолько сильно битуминозны, что дают масляный след на бумаге, а иногда битуминозность улавливается только по едва ощутимому запаху. В западных районах Черных гор хадумские глины отличаются более темным оттенком, большей степенью слоистости и присутствием кристалликов гипса. Мощность слоев по р. Сулаку 40—45 м (Н. С. Шатский, 1231), по р. Ассе и в Датыхском районе 40—50 м.

### Майкопская свита

Залегающая между карбонатными породами хадумских слоев и тарханским горизонтом (слоями с *Pecten denudatus*) песчано-глинистая толща майкопской свиты обычно подразделяется на два отдела — нижний майкоп и верхний майкоп. В последнее время майкопская свита подразделяется на три отдела, причем некоторыми геологами хадумские слои рассматриваются как нижний отдел данной свиты.

Н. С. Шатским (1231, стр. 68) нижнемайкопские отложения Присулакского района были подразделены на следующие горизонты.

- Мнатлиевский горизонт. Глины песчанистые, оскольчатые зеленоватые или коричневатые, содержащие в нижней части слои, а в верхней — линзы и глыбы серого или пепельно-серого песчаника. Количество и мощность нижних слоев песчаников непостоянны; количество колеблется от одного до трех, а мощность от 1 до 10 м. В Мушдакальской складке песчаники соединены вместе, образуя толщу более 25 м мощности . . . . . 50—75 „
- б) Глина тонкослоистая с плитчатыми песчаниками, количество и мощность слоев которых увеличивается в верхней части, где отдельные слои песчаника достигают толщины 0,25 м . . . . . 40—50 „
- Нижний глинистый горизонт. Глины серые сланцеватые, содержащие в верхней части тонкие (0,5—3 см) прослойки песка и конкреции серого или же желтоватого мергеля . . . . . 240—260

Муцидакальский горизонт. Переслаивание плотных серых мелкозернистых и тонкозернистых песчаников небольшой мощности (от 0,05 до 0,15 м) с серыми и темносерыми, иногда желтоватыми глинами. В отдельных частях толщи прослой песчаников сближены друг с другом, образуя пачки или комплексы, в которых количество песчаного материала достигает 40—50%. В средней и верхней частях горизонта наблюдаются отдельные линзы песчаников, толщиной до 2 м. Песчаники муцидакальского горизонта кривослоистые, пльчатые, часто с флишевыми скульптурами на поверхности. . . . .

325

В верхнемайкопских отложениях Н. С. Шатским (1231, стр. 81) выделяются два горизонта — горизонт Рики и зурамакентский.

Горизонт Рики. Глины темнокоричневые или бурые сланцеватые, битуминозные, ожелезненные, содержащие много желтого ярозита и кристаллов гипса. В глинах крупные септарии, рассеянные во всей толще или сосредоточенные в ее нижних частях. . . . .

400—425 м

Зурамакентский горизонт. Глины темносерые с коричневым или лиловым оттенком, сланцеватые, некарбонатные, битуминозные, притизированные с плоскими конкрециями глинистого или песчанистого сферосидерита. В верхней части горизонта встречаются неравнозернистые, содержащие глауконит песчаники. . . . .

190—200

По данным Н. С. Шатского, майкопские отложения Присулакского района бедны остатками ископаемых организмов. В конкрециях нижнего глинистого горизонта найдены *Harengula cf. crenata* Kee k., в горизонте Рики — *Aeoliscus (Amphysile) sp.*, *Merluccius sp.*, *Clupea sp.* Для всего верхнего майкопа характерно присутствие *Aeoliscus (Amphysile) apscheronicus* Led n. и *Aeoliscus (Amphysile) dagestanicus* Led n.

Западнее в Алкун-Ассинском районе строение майкопской свиты в основном то же, что и в Присулакском районе. К. А. Прокопов (855, стр. 50), выделяя халумский горизонт в самостоятельную стратиграфическую единицу, подразделяет собственно майкопскую свиту следующим образом:

Нижний майкоп. Свита комплексных песчаников (муцидакальская толща Н. И. Андрусова).

Средний майкоп { Мергельный горизонт (алкунский).  
Септариевый горизонт.

Верхний майкоп. Свита тонких песчаников (ассинский горизонт).

Верхний майкоп. Темные глины с сидеритом.

Свита комплексных песчаников объединяет собой аналоги миатлипского, нижнего глинистого и муцидакальского горизонтов сулакского разреза. Общая мощность этих горизонтов по р. Сулаку 665—700 м, тогда как по р. Ассе всего 228 м. Песчанистая часть этой свиты по данным К. А. Прокопова, к западу уменьшается в мощности. Это дает основание предполагать, что мы имеем здесь частичный или местный фациальный переход песчаников в глины (К. А. Прокопов, 855, стр. 47). К этой песчанистой части майкопской свиты приурочено большинство выходов нефти в Черных горах.

Алкунский горизонт выражен чередованием сланцеватых темносерых глин с пластами песчанистого доломита. Мощность его по р. Ассе, где наблюдается 7 пластов доломита, равна 38 м. Залегающий выше септариевый горизонт представлен глинами с тонкими прослоями песчаника и включениями крупных септарий. Верхний горизонт среднего майкопа.

в понимании К. А. Прокопова, назван им ассинским. Он сложен серыми с лиловатым или коричневатым оттенком листоватыми глинами с тонкими прослоями мягких песчаников с ярозитом и пиритом. Мощность прослоев песчаника — от 0,05 до 0,10 м.

Алкунский, септариевый и ассинский горизонты соответствуют горизонту Рики Присулакского района.

Верхний майкоп К. А. Прокопова вполне соответствует зурамакентскому горизонту Н. С. Шатского. Мощность по р. Ассе 370 м. Общая мощность майкопской свиты по р. Ассе 940 м; в Датыхском районе мощность сокращается до 780 м.

Следует особо отметить наличие фактов несогласного залегания как всей майкопской толщи, так и ее отдельных горизонтов. Известны случаи налегания майкопских пород на различные части фораминиферовых слоев и верхнего мела<sup>1</sup>, наличия в нижних слоях майкопа отдельных включений и конгломератов из верхнемеловых пород, а также присутствия прослоев конгломерата в верхних горизонтах майкопских глин.

### Кабардинский фациальный тип

Строение палеогеновых отложений в полосе их развития между рр. Терек и Малка обнаруживает существование фациальных особенностей переходного характера.

### Фораминиферовые слои

На р. Урух в основании фораминиферовых слоев появляются зеленовато-серые плотные мергели, до 7 м мощностью, которые постепенно переходят в вышележащую толщю пестроцвета, выраженную буроватыми мергелями с прослоями зеленоватых плотных или же более темных глинистых мергелей. Мощность до 10 м. Далее на р. Хиеу типичные породы пестроцвета уже отсутствуют.

По данным М. А. Ржонсницкой и В. Ф. Шматкова, развитые здесь фораминиферовые отложения имеют следующее строение. На светлых известняках датского яруса залегает однообразная глинисто-мергелистая толща, сложенная оливково-серыми глинистыми мергелями и известковистыми глинами, с темными пятнами и налетами на плоскостях отдельности, мощностью 40—45 м.

Согласно на указанных породах залегает горизонт флоридиновых глин или песчаников, выраженный темными зеленовато-серыми некарбонатными глинами, чередующимися с частыми твердыми прослоями 12—20 м. На горизонте флоридиновых глин покоятся зеленовато-серые мергели с тонкими прослоями (до 15 см) коричнево-серых мергелей. Иногда мергели приобретают темную буроватую или красноватую окраску. И. А. Коробковым из данного горизонта определены *Variamium cf. captiosum* К о г о в., *Limatula cymba* К о г о в. nov. var. Вышележащие горизонты фораминиферовых слоев не обнаруживают существенных отличий от таковых, развитых в Черных горах.

В окрестностях г. Нальчика мощность промежуточной толщи между известняками верхнего мела и фораминиферовыми глинами увеличивается до 80 м, а в залегающей под нальчикинами толще голубовато-зеленоватых мергелей отсутствуют бурые прослои и пятна.

<sup>1</sup> По данным Б. А. Алферова, в районе Беноя имеет место налегание верхнего майкопа на верхнемеловые известняки.

### Хадумские слои

На р. Урух хадумские слои представлены темными, кофейного цвета карбонатными глинами, содержащими давленные раковины *Planorbella*. фораминиферы и массу рыбных остатков. Остракодовый пласт выражен светлосерыми мергельными глинами с *Ostracoda*. Мощность хадума по р. Сукап-су 5—9 м.

### Майкопская свита

По данным Б. А. Алферова (11), в майкопской свите района р. Урух затруднительно выделить горизонты, характерные для восточной части Черных гор. Эта более или менее однообразная толща содержит в своей нижней части, на уровне около 150 м от подошвы, оветлозеленые скорлуповатые известковистые глины с тонкими прослойками (5—8 см) мелкозернистого известковистого песка, исчезающие к северо-западу. В верхней части обнаружен пласт (до 12 м) слюдястого кварцевого песка и мергельные караваи (35—45 см в поперечнике). Общая мощность майкопской свиты 400—480 м.

### Востоchnокубанский фациальный тип

Начиная от р. Подкумка (Минераловодский район) и далее на запад палеогеновые отложения быстро возрастают в мощности, обнаруживая существенные особенности строения. В нижнем комплексе пород являются неизвестные на востоке горизонты, например: эльбурганский горизонт, горизонт Горячего Ключа, а далее на запад — глыбовый конгломерат горизонта с включениями. Майкопские отложения теряют песчаность нижней части, а средняя часть, наоборот, обогащается песчаным материалом.

### Фораминиферовые слои

На р. Подкумке в окрестностях г. Ессентуки на размытой поверхности известняков верхнего мела, отделяясь от них пластом синевато-серого окремненного песчаника, залегают породы эльбурганского горизонта. В нижней части — это серые, полосчатые сильно песчанистые и окремненные мергели с мелкими линзочками светлосерого слюдястого песка. Выше мергели становятся еще более песчанистыми, причем мощность отдельных пластов увеличивается. На уровне 40—50 м от подошвы между пластинами мергеля появляются прослой более мягких мергелей, дающих при выветривании мелкую листоватую осыпь. Постепенно теряя песчаность и окремненность, мергели переходят в толстоплитчатые серые и голубоватые мергели. В мергелях много фауны: моллюски, кораллы, морские ежи. Имея небольшие изменения в окраске и литологии, указанные мергели достигают мощности 85—100 м. Выше залегают зеленовато-серые пиритизированные мергели с зернистым изломом, с темными дендровидными пятнами. Разрез эльбурганского горизонта заканчивается чередованием зеленых и серых мергелей, над которыми залегает слой темносерой с зелеными пятнами мергелистой глины. Этот слой, по всей вероятности, уже относится к вышележащему горизонту Горячего Ключа, являясь как бы особого типа глинистым конгломератом. Мощность эльбурганского горизонта на р. Подкумке 180 м.

Интересные данные по контакту эльбурганского горизонта и верхне-меловых пород получены буровыми скважинами эссентуковского парка. Эти скважины под описанной мергельной толщей вскрыли мягкие кварцево-глауконитовые песчаники, чередующиеся с черными сланцами. Мощность 25—27 м. Под песчаниками вскрыт конгломератовый известняк с включениями белых мергелей, с зубами рыб и раковинами фораминифер, залегающий на сенонских мергелях.

По данным А. Н. Огильви, над бугунтинскими песчаниками<sup>1</sup> имеется слой конгломерата, переполненный зубами акул. Конгломерат покрывается слоем в 0,60 м крепкой брекчиевидной породы зеленоватого цвета.

Автором настоящего очерка в породах эльбурганского горизонта была обнаружена фауна моллюсков, определение которой дало возможность доказать палеоценовый возраст данной толщи. Здесь обнаружены следующие виды, оказавшиеся идентичными видам палеоценовых отложений Копенгагена (Дания): *Exilla crassistria* Коен., *Eucycloscala crassilabris* Коен., *Surcula hauniensis* Коен., *Sveltia planistria* Коен., *Clavelithes hauniensis* Раун., *Voluta nodifera* Коен., *V. elevata* Сов., *Acteonina (Crenilabrium) elata* Коен., *Cylichna diseifera* Коен., *Dentalium undiferum* Коен., *D. rugiferum* Коен., *Limbulus crassistria* Коен., *Solenomya parlovi* Аркх., *Argiope scabricula* Коен. Кроме этих главнейших видов, обнаружено много новых.

На мергелях эльбурганского горизонта покоятся породы горизонта Горячего Ключа. В Минераловодском районе этот горизонт подразделяется на три части. В нижней части развиты черные майкошовидные глины, в средней — серые аргиллиты с прослоями песчаников, а в верхней — темносерые глинистые некарбонатные сланцы. В средней части, мощно развитой на р. Куме, часто встречаются пласты песчаников со структурой *cone in cone*. В нижней части горизонта в обнажениях по р. Дарье найдены *Dentalium rugiferum* Коен., *D. undiferum* Коен., *Cucullaea* sp., *Cardita* sp. Мощность по р. Куме 160 м.

Верхние темносерые и черные сланцы горизонта Горячего Ключа постепенно переходят в опоковидные породы абазинского горизонта (установлен К. А. Прокоповым). Нижняя часть абазинского горизонта в районе р. Кумы представлена легкими пепельно-серыми кремнистыми породами с линзочками белого мелкозернистого песка. Верхняя часть выражена чередованием пластов плотных опок с пластами более мягких пепельно-серых глинисто-опоковых пород. Мощность 30—35 м.

Над опоковидными породами абазинского горизонта залегают песчано-мергельные отложения с линзами плотных кремнистых мергелей, мощностью до 20 м.

Здесь же, на р. Куме, поверх слоев с линзами мергелей залегает оригинальная порода, состоящая из скопления фораминифер. Этот небольшой мощности фораминиферовый конгломерат залегает в основании темпозеленоватых сильно слюдястых мергелей с *Dentalium ignotum* Когов., *Avicula* sp., *Variamusium captiosum* Когов. и иглами ежей. По литологическому составу и по фауне моллюсков данные породы отождествляются с развитыми в более западных районах породами калужского горизонта. Вышележащий разрез фораминиферовых слоев не представляет существенных особенностей, кроме присутствия в верхней части фораминиферовых слоев (в кровле белоглинского горизонта) фауны мол-

<sup>1</sup> Песчаники, развитые в низовьях р. Бугунты, содержащие *Echinocorys ovatus* Лоэке, *Pachydiscus* sp., *Inoceramus* sp. и принадлежащие к маастрихту



люсков, на основании которой эта содержащая фауну часть выделена И. А. Коробковым в зону *Variamusium fallax* Короб., относящуюся к нижнему олигоцену.

Далее на запад по р. Кубани нижний комплекс палеогеновых отложений имеет такое же строение, отличаясь лишь небольшими деталями.

Эльбурганский горизонт, сокращаясь в мощности до 28 м, с резким стратиграфическим несогласием залегает на меловых известняках. В его породах содержится фауна иного характера, чем на р. Подкумке, отражающая фациальные особенности пород. Здесь присутствуют устрицы, теребратулы, ребристые лектены. Горизонт Горячего Ключа, мощностью до 150 м, также выражен некарбонатными черными глинистыми сланцами, средняя часть толщи которых содержит пласты глинистых темно-серых и серых или буроватых песчаников.

Абазинский горизонт имеет в основании темносере опоквидные сланцы со сферической отдельностью, с ярозитом и железистыми налетами. В сланцах проходят пласты более плотных светлых опок. В верхней части горизонта опоквидные сланцы серые или зеленовато-серые. Во всей толще изредка встречаются шаровидные включения кремнистого мергеля. Мощность до 20 м.

Вышележащие породы, различаемые И. А. Коробковым под названием горизонта с конкрециями, представлены зеленоватыми песчанистыми сланцами с тонкими прослоями песчаников. В нижней части горизонта проходят пласты плотного кремнистого мергеля голубоватого оттенка, которые кверху встречаются уже в виде отдельных шаров и линз. Мощность 18 м. Совершенно незаметно указанные породы сменяются темнозеленоватыми или зеленовато-серыми песчано-слиудистыми мергельными глинами. В средней части глины найдены обломки и несколько створок *Phacoides schweyeri* Короб., *Corbis korotkovi* Короб., *Avicula* sp., *Trochus* sp., *Dentalium*, характерные для калужского горизонта западных районов. Мощность этого горизонта вместе с мергелями, подстилающими слои с *Lyrolepis*, достигает 80 м.

Слои с *Lyrolepis* представлены в своей обычной фации. Их также подстилает пласт белого бесструктурного мергеля, достигающего мощности 5 м. На р. Зеленчук в слоях с *Lyrolepis* находится множество крупных чешуек, позвонков и даже целых больших скелетов *Lyrolepis caucasica* Ром. Здесь же встречаются и моллюски — *Ostrea*, *Pecten*, *Variamusium*, *Nautilus*. Мощность 60 м.

В верхней части залегающих на слоях с *Lyrolepis* мергелей белоглинского горизонта выделяется характерная для Кавказа фаунистическая зона *Variamusium fallax* Короб. В районе рр. Подкумка и Кубани указанная зона содержит многие виды моллюсков, позволяющие произвести сопоставление данной зоны с нижнеолигоценовыми слоями Северо-Западной Венгрии и Тироля. Главнейшие виды следующие: *Nuculana perovalis* Коен., *Cryptodon rollei* Mayer et Gumbel, *Cr. ignotus* Короб., *Cr. varus* Короб., *Pholadomya subalpina* Dreger, *Cuspidaria scalarina* Mayer et Gumbel, *Variamusium fallax* Короб., *Amusium (Occultamusium) semiradiatum* Mayer, *Lina (Limatula) cymba* Короб., *L. (Limatula) cymba* Короб. var *cymbula* Короб., *Gryphaea brongniarti* Bronn., *Dentalium haeringense* Dreger, *Cerithium* cf. *dregeri* Boussac.

Без существенных изменений в залегании и литологии охарактеризованные горизонты прослеживаются до р. Лабы. Плохая обнаженность по р. Лабее препятствует выяснению условий залегания фораминиферных слоев. По всей вероятности, здесь на верхнемеловых поро-

дах залегает абазинский горизонт, на границе которого с сильно слюдитыми мергелями калужского горизонта проходит пласт конгломерата, сложенного из неравномерно окатанных кусков темносерого песчаника. На р. Псефир на размытой поверхности верхнемеловых пород залегает конгломератовидный песчаник, сменяющийся выше известняками с *Nutmilites*. Присутствуют в своей обычной фации слои с *Lyrolepis* и белоглинский горизонт.

На р. Фарс также отсутствуют горизонты эльбурганский и Горячего Ключа.

На р. Белой, ниже абадзехского железнодорожного моста, выходят аптские пески. С ними контактируют по неровной размытой поверхности мелкозернистые зеленоватые рыхлые пески, постепенно переходящие в сильно песчанистые глины с глауконитом, сменяющиеся выше зеленовато-серыми менее песчанистыми глинами. Мощность всей пачки слоев 1,5 м.

Вышележащие отложения представлены темносерыми песчанистыми глинами, содержащими выцветы ярозита и железистые стяжения, мощностью 10—11 м.

Далее по разрезу залегают темносерые песчанистые и кремнистые породы, содержащие мягкие глинистые прослои, мощностью до 20 м.

### Хадумские слои

Как и в восточных районах хадумские слои сложены в основной массе темносерыми карбонатными тонкослоистыми глинами, различной степени битуминозности. В подошве их, на границе с фораминиферовыми слоями, залегает пласт темнозеленых слоистых глин с остатками рыб, с многочисленными раковинками *Balanium* и *Planorbella*. Здесь же встречаются линзовидные прослойки черного гагата. В вышележащих тонкослоистых сильно битуминозных глинах содержится фауна моллюсков, фораминифер, рыбные чешуйки и отолиты. Фауна моллюсков, по данным И. А. Коробкова (634), имеет следующий видовой состав: *Cassidaria buchi* Boll., *Natica micromphalus* Sandb. var. *conomphalus* Sandb., *Pleurotoma subdenticulata* Münster, *Scaphander dilatatus* Phill., *Dentalium novaki* Koen., *Nucula compta* Goldf., *Nuculana chadumica* Korob., *Arca (Bathiarca) saxonica* Koen., *Phacoides batalpaschinicus* Korob., *Cryptodon unicarinatus* Nyst., *Cr. obtusus* Beyr., *Corbula conglobata* Koen., *Cuspidaria variocostata* Korob., *C. ninae* Korob., *Abra bosqueti* Semp., *Pseudamusium cossmanni* Koen., *Dacrydium* cf. *pygmaeum* Phill.

В кровле этих глин с фауной располагается пласт светлосерого мергеля мощностью до 2 м. В мергеле найдено множество *Ostracoda*. Изредка встречаются остатки пелеципод, напоминающие раковины *Saxicava*. Над остракодовым пластом залегают черные тонкосланцеватые глины с *Globigerina*, имеющие в нижней части некарбонатные прослои. Мощность хадумских слоев достигает 40 м.

### Майкопская свита

К. А. Прокопов (874, стр. 5—7) расчленяет майкопскую свиту в полсе ее развития между рр. Подкумком и Лабой на 6 горизонтов, принимая за типичный разрез на р. Кубани, где им впервые и было произведено указанное подразделение.

Здесь над хадумскими слоями залегают:

- |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |            |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 1. Баталпащинский горизонт (или баталпащинская свита в наименовании К. А. Прокопова). Глины коричневато-серые, тонколистоватые с кремнистыми сидеритами в верхней части. В глинах многочисленны рыбные чешуйки и кристаллы гипса                                                                                                                                                                                                                                                                                         | 150—160 м  |
| 2. Септариевый горизонт. Темносерые с коричневатым оттенком листоватые глины с двумя рядами крупных септарий                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 25—50 „    |
| 3. Зеленчукский (песчанистый) горизонт. Глины листоватые с пластиами и прослойками песка и железистого песчаника                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         | 100—170 „  |
| 4. Караджалгинский (глинисто-сидеритовый) горизонт. Глины темносерые листоватые с караваями сидерита. В глинах <i>Hydrobia</i> sp., <i>Corbicula</i> (?) sp., пирит, гагат и остатки рыб                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | 100 „      |
| 5. Ольгинский (глинистый) горизонт. Темные славцеватые глины без сидеритов. В глинах возле с. Ольгинского найдена фауна моллюсков, содержащая, по данным Е. В. Ливеровской (719): <i>Lucina borealis</i> Linne, <i>Cryptodon tautilis</i> Liv., <i>Cardium cingulatum</i> Goldf., <i>Tellina planata</i> Linne, <i>Solecurtus antiquatus</i> Pult. и др. Обнаружены остатки ежей и из ракообразных <i>Poelilasma mocenica</i> Reuss. Е. В. Ливеровская указывает на вероятную принадлежность горизонта к нижнему миоцену | 170—200 „  |
| 6. Ритцевский горизонт. Сланцевые глины с караваями сидеритов и доломитов. В породах этого горизонта, в обнажении у с. Псыж на р. Кубани, содержится фауна моллюсков. Е. В. Ливеровской здесь обнаружены <i>Cardium cingulatum</i> Goldf. и неопределенные гидробии                                                                                                                                                                                                                                                      | 300 „      |
| Общая мощность майкопской свиты                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 850—1000 „ |

Породы майкопской свиты в указанной выше последовательности наблюдаются во многих пунктах, вплоть до р. Лабы, причем по направлению к западу прослеживается прогрессивное расширение песчаников зеленчукского горизонта, достигающее максимума на р. Лабе. Ожелезненность песчаников спорадически то увеличивается, то уменьшается. На р. Фарс (западнее р. Лабы) в верхней части песчаного горизонта среднего отдела майкопской свиты находится марганцевая руда.

### Западнокубанский фациальный тип

Палеогеновые отложения в полосе их развития к западу от р. Урупа проявляют характерную особенность, заключающуюся в несогласном залегании на меловых породах как всей толщи этих отложений, так и отдельных комплексов ее и даже отдельных горизонтов. Так на рр. Лабе, Губс, Псефир и Фарс отсутствуют аналоги эльбурганского горизонта и свиты Горячего Ключа. На р. Белой нет эльбурганского горизонта, сильно сокращается мощность горизонта Горячего Ключа (10—11 м) и, по данным Н. Н. Субботиной, выпадает калужский горизонт. На р. Курджипсе в одних обнажениях на меловых известняках залегают темпозеленоватые пятнистые карбонатные глины, кверху переходящие в более темные и менее карбонатные глины, сменяющиеся сланцами горизонта Горячего Ключа; в других — песчано-глинистые породы этого горизонта непосредственно лежат на размывтой поверхности верхнемеловых отложений. Еще западнее, на р. Пшехе, мергели подлиролеписового (хадыжинского) горизонта налегают на песчано-глинистые породы нижнего мела.

Изменение фациального характера палеогеновых отложений, развитых к западу от р. Лабы, имеет различный объем в фораминиферовых слоях и майкопской свите, а также различное территориальное проявление для этих комплексов.

### Фораминиферовые слои

В фораминиферовых слоях существенные фациальные изменения начинаются в бассейне р. Курджипса. Абазинский горизонт в разрезе по этой реке подразделяется на три части. Нижняя часть представлена чередованием дымчато-серых уплотненных глин с более мягкими серыми и темносерыми известковистыми глинами; средняя — темносерыми глинистыми сланцами, типа сланцев горизонта Горячего Ключа, с прослоями темносерых более плотных опоковидных пород; верхняя — серыми опоковидными породами, чередующимися с зеленовато-серыми известковистыми глинами — до 40 м.

На породах абазинского горизонта впервые наблюдаются зеленые пластичные карбонатные глины, с редкими прослоями более темных глин и серых мергелей, известные в более западных районах под названием кутаисского горизонта.

Далее к западу, в Нефтяно-Ширванском районе, в нижней части палеогеновых отложений появляются флишевые породы, чередующиеся пласты плотных светлозеленых и зеленовато-серых мергелей с более тонкими прослоями мягких глинистых мергелей. В мергелях наблюдаются черные пятна и дендровидные фигуры. Спорадически встречаются прослои известковистых песчаников. Мощность — до 90 м. Эти отложения выделены С. Т. Коротковым под названием тухинской свиты. На р. Полбе впервые отмечается появление под абазинским горизонтом глыбового конгломерата, типично представленного в более западных разрезах, например, на р. Пшиш.

На р. Пшиш разрез палеогеновых отложений начинается мощным (до 100 м) глыбовым конгломератом, известным под названием горизонта с включениями. Большие глыбы (до 20 м) нижнемелового песчано-сланцистых глин, куски верхнемелового известняка и меловые включения, с гальку величиной, без видимой системы сцементированы темносерой песчанистой глиной, часто содержащей прослои разнозернистых плотных кварцевых песчаников.

На горизонте с включениями залегает толща пород флишеобразного характера, выделенная Н. Б. Вассоевичем под названием горизонта Глубокой балки. Она выражена чередованием серых и зеленовато-серых кварцево-глауконитовых песков, песчаников и зеленых, реже коричневых кремнистых глин. В породах встречены фораминиферы, радиолярии, спикулы губок. Среди фораминифер присутствует вид *Globorotalia ex gr. canariensis* Orb., определяющий, в согласии с петрографическими данными и условиями залегания пород, синхроничность горизонта Глубокой балки и абазинского. Мощность 140—185 м.

Выше пластуется собственно фораминиферовые слои, имеющие внизу характерный горизонт зеленых мергельных глин (кутаисский), затем горизонт с конкрециями кремнистых мергелей, песчано-сланцистые грязно-зеленые и серые мергели с обильной фауной моллюсков<sup>1</sup> (калужский го-

<sup>1</sup> Фауна моллюсков калужского горизонта состоит из новых видов. Н. А. Коробковым найдены и описаны следующие виды: *Natica ciscaucasica* Короб., *Cassidaria pschischica* Короб., *Ringicula polbiensis* Короб., *Volvulella baculla* Короб., *Dentalium ignotum* Короб., *Nucula tuschepsiana* Короб., *Nuculana pschischica* Короб., *Phacoides schweyeri* Короб., *Cryptodon igorianus* Короб., *Corbis korotkovi* Короб., *Libitina parisiensis* Desh. var. *caucasica* Короб., *L. parisiensis* Desh. var. *oblonga* Короб., var. *curta* Короб., *Pinna ciscaucasica* Короб., *Avicula (Aviculoperna) tuchensis* Короб., (приведены только руководящие виды, которые включены в соответствующий том „Атласа руководящих форм ископаемой фауны СССР“).

ризонт), яркозеленые песчанистые мергели (хадыжинский горизонт), битуминозные мергели сланцы слоев с *Lyrolepis* (кумский горизонт). Белоглинский горизонт на р. Пшиш у станицы Хадыжинской отсутствует (перекрывает базальным конгломератом майкопской свиты), но ниже по течению он развит в своем типичном виде.

Западнее р. Пшиш вновь появляется флишеподобная мощная толща низов палеогеновых отложений, названная здесь Н. В. Вассоевичем горизонтом Цице, и горизонт Горячего Ключа в своем типичном развитии.

Особенно отчетливо строение горизонта Цице и горизонта Горячего Ключа видно в разрезах по р. Псекупс и его притоков вблизи курорта Горячий Ключ

**Горизонт Цице.** На волнистой поверхности песчано-мергельных отложений верхнемелового флиша, иногда с небольшим прослоем конгломерата в основании, залегают зеленоватые плотные, слегка кремнистые мергели, чередующиеся с пластами крепких кварцевых песчаников. В верхней части толщи отмечается пачка плитчатых (волнисто-слоистых) песчаников и прослой микроконгломератов. Средняя мощность — около 80 м.

**Горизонт Горячего ключа.** Выше, отделяясь пластом конгломерата, залегают песчано-глинистые породы, отчетливо подразделяющиеся на три части, — на нижнее и верхнее флишевое чередование и промежуточную толщу мощных песчаников. Нижняя часть сложена темносерыми и черными неизвестковистыми глинами с многочисленными прослоями зеленоватых глин и рыхлых желтоватых слюдистых кварцевых песков и песчаников от 25 до 40 м. Средняя часть начинается пластом желтовато-серого рыхлого песчаника до 30 м мощности. Выше идут чередующиеся пласты темносерых глин и серых песчаников, заканчивающиеся темными с зеленоватым оттенком и с дендровидными пятнами глинами, содержащими прослой песков, мощностью 100 м<sup>1</sup>. Промежуточная часть оканчивается мощным рыхлым песчаником до 15 м мощности. Верхняя часть выражена чередованием темносерых и зеленоватых глин с кварцево-глауконитовыми песками и песчаниками, мощностью свыше 230 м.

**Горизонт с включениями.** Этот горизонт отчетливо расчленяется на три части. В нижней части преобладают темносерые песчанистые глины, содержащие обильные включения песчаных и мергельных пород мела. Средняя часть сложена чередованием зеленоватых известковистых глин и песчаников. Оканчивается горизонт с включениями конгломератом, основной породой которого является зеленая или темнозеленая известковистая глина. Включения меловых пород достигают 2 м в диаметре. Мощность 15—18 м.

**Абазинский горизонт.** Зеленоватые известковистые глины с прослоями опоковидных пород и уплотненных песчаников. Мощность до 60 м.

Вышележащие породы кутаисского, калужского, кумского (слоев с *Lyrolepis*) и белоглинского горизонтов по сравнению с восточными разрезами существенных особенностей не имеют.

В Калужском районе на границе горизонтов Цице и Горячего ключа вместо отчетливого конгломерата залегает пласт «мозаичных глин». В районе станицы Азовской между этими горизонтами находится глинистый конгломерат, состоящий из семи пластов, разделенных тонкими

<sup>1</sup> Имеются указания, что мощность этой пачки превышает 200 м.

прослоями известковистого песчаника и черных и зеленоватых глин. Мощность конгломерата 28—30 м.

В конгломерате обнаружена палеоценовая фауна моллюсков. Главнейшие виды следующие: *Variatusium cf. clipeolum* К о р о в., *Solenomya pavlovi* А г к х., *Athleta (Volutospina) elevata* S o w., *Actaeonidea (Crenelabium) elata* К о е п е н., *Dentalium cf. rugiferum* К о е п е н.

По направлению к западу от станицы Азовской породы нижнего комплекса палеогеновых отложений, за исключением белоглинского горизонта, претерпевают изменения в сторону общего повышения окремненности и понижения карбонатности. Эти изменения касаются и выдержанного по простиранию кумского горизонта (слои с *Lyrolepis*), который уже в Ильском районе (по данным буровых скважин) представлен некарбонатными глинами, сходными с майкопскими, а в Анапском районе (гастогаевский разрез) выражен бурыми неизвестковистыми, сильно окисленными глинами.

### Хадумские слои

Литологический состав хадумских слоев в основном не сильно меняется при переходе в более западные районы. Здесь особенно резко выделяются нижняя и средняя части слоев. В Нефтяно-Ширванском районе нижняя часть хадумских слоев, выделенная С. Т. Коротковым (636) под названием нижнего птероподового или пшехского горизонта, сложена породами такой последовательности:

- а. Темносерые известковистые глины с *Planorbella* и *Balantium*
- б. Глины такого же типа, но с прослоями кварцево-глауконитовых песков и песчаников
- с. Известковистые глины с налетами порошковой извести в виде белых бесформенных пятен на плоскостях слоистости

Средняя часть, известная после работ С. Т. Короткова под названием остракодового или полбинского горизонта, сложена серыми мергелистыми глинами с *Ostracoda* и неизвестковистыми плотными глинами с пиритом.

Верхняя часть хадумских слоев сложена некарбонатными слоистыми темносерыми глинами внизу и чередованием некарбонатных и карбонатных глин вверх. В глинах наблюдаются тонкие (до 3 см) прослойки мелкозернистого песка.

Содержание извести в глинах верхней части хадумских слоев меняется по простиранию. По указанию К. А. Проконова, известковистость уменьшается по направлению к западу, где карбонатные глины залегают как бы линзообразно среди некарбонатных. По мнению этого исследователя, к верхней части хадумских слоев относится выделенный С. Т. Коротковым горизонт Морозкиной балки, породы которого залегают между мергельными глинами с *Ostracoda* и песчаными слоями майкопской свиты.

В центральных участках Нефтяно-Ширванского района развиты осадочные отложения установленного И. М. Губкиным горизонта легкой нефти. Этот горизонт (150—200 м мощности) подразделяется на следующие части (сверху вниз):

- а. Пласт песчаника с тяжелой нефтью и сероводородной водой
- б. Горизонт темносерых карбонатных глин с включениями фораминиферных и верхнемеловых пород и слоистого конгломерата

- с. Песчаные линзы (С<sub>1</sub>, С<sub>2</sub> и т. д.) с углекислой водой (южные участки) и с легкой фонтанной нефтью (северные участки)
- д. Зеленые фораминиферовые глины, переходящие в глинистый конгломерат и темносерые глины
- е. Песчаные линзы с легкой фонтанной нефтью
- ф. Фораминиферовые мергели

Песчаные линзы «е» по своему залеганию образуют рукавообразную залежь, шириной до 200 м, имеющую общее направление с юго-востока на северо-запад диагонально к направлению падения. Подобное же направление имеет и залежь «с», расширяющаяся в северном направлении, приближаясь к форме пластовой залежи и достигая ширины 2,5 км и мощности 35 м.

Работами С. Т. Короткова (636) установлено, что широко известная рукавообразная залежь образовалась после отложения остракодовых мергельных глин и перекрывается глинами горизонта Морозкиной балки и что пластовая залежь «с» синхронична данному горизонту.

Глинистый конгломерат «б» следует рассматривать как базальный конгломерат майкопской свиты. Он широко развит в данном участке, залегая в западных участках на глинах верхней части хадумских слоев (на горизонте Морозкиной балки), переходя к востоку сперва на отложения рукавообразной залежи, затем на глины с *Planorbella*, а на р. Пшехе — на мергельные глины с *Ostracoda*. При таком понимании пласт «а» следует рассматривать как нижний слой ширванского горизонта майкопской свиты.

В соседнем Хадумском районе, по данным С. Т. Короткова (636, стр. 6), нижний птероподовый горизонт (нижняя часть хадумских слоев) представлен темносерыми тонкослоистыми полосчатыми известковистыми битуминозными глинами с *Planorbella*. В глинах изредка встречаются скелеты рыб, раковины *Pelecypoda*, линзочки угля и отпечатки листьев. Мощность — 15 м.

Из мергельных глин вышележащего остракодового горизонта А. В. Швейером определены следующие виды остракод: *Bairdia pulchella* Li en kl., *Paracypris polita* Sarg., *Cythere bogatzevi* Liv., *C. aff. palimpsesta* Liv., *C. picturata* Liv., *Candona* aff. *convexa* Liv., *Cytherura* sp.? и др. Кроме остракод, в глинах встречаются мелкие давленные *Pelecypoda* и переотложенные меловые фораминиферы. Мощность — 12 м.

В Анапском районе и прилегающих к нему пунктах хадумские слои, имея мощность 40—50 м, подразделяются на четыре части.

Под остракодовым пластом и над ним встречаются пласты некарбонатных глин.

### Майкопская свита

В Нефтяно-Ширванском районе над конгломератом «б» горизонта легкой нефти залегают породы собственно майкопской свиты, подразделенные еще в 1909—1911 гг. И. М. Губкиным на следующие горизонты: ширванский, септарневый, мощных песков и глин, нефтянский, листоватых глин.

1. Ширванский горизонт тяжелой нефти сложен грубозернистыми слюдистыми песками с прослоями темносерых глин. В песках отмечены линзы сильно ожелезненного песчаника и прослой слоистого окисленного песчаника. Часто встречаются мелкие включения зеленых глин . . . . .

2. Над песками ширванского горизонта залегают темносерые глины с чешуей и ярозитом. Глины содержат типичные крупные септарии, определяющие принадлежность их к выдержанному на Северном Кавказе септариевому горизонту. . . . . 25— 50 м
3. Горизонт мощных „сухих“ песков и глин с включениями меловых и юрских пород (чекохский горизонт) сложен мощными пластами песчанников и песков, то грубозернистых, переходящих в гравий и конгломерат, то мелкозернистых, слюдистых, с зернами глауконита. Линзы сильно ожелезненного песчанника, прослой темносерых глин с массой рыбных остатков, обуглившиеся растительные остатки. . . . . от 80 до 400 .
4. Нефтянский горизонт. Грубозернистые кварцевые пески с прослоями гравия и темносерых тонкослонистых глин. . . . . 160 .
5. Горизонт листоватых глин. Темносерые известковистые глины с сидеритовыми конкрециями и мелко-рассеянным пиритом. Много рыбных остатков, среди которых встречаются хорошо сохранившиеся небольшие скелеты. . . . . 200— 400 .

В соседнем Хадыжинском районе в основании майкопской свиты отсутствует песчанистый горизонт. Вместо него развиты темносерые известковистые глины, постепенно переходящие в глины с септариями. Вместо песчаных горизонтов (чекохского и нефтянского) здесь также развиты темносерые известковистые глины, которые по простиранию в ряде мест сменяются песчано-глинистыми и спонголитовыми породами.

В районе станицы Хадыжинской песчано-спонголитовые образования впервые были описаны К. И. Богдановичем, выделившим их под названием спонголитового горизонта. Мощность этого горизонта — 100 м.

По данным буровых скважин, спонголитовый горизонт вниз по падению слоев (к северу), сохраняя свою мощность, переходит в чередование песчанников и глин.

Верхняя часть майкопской свиты представлена так же, как и в Нефтяно-Ширванском районе. Отсюда В. В. Меннером определены следующие рыбы: *Promerluccius andrussovi* Менн., *Steindachnerella cf. bossani* Менн., *Chiroconella brevicauda* Нед. Мощность — 90 м.

К западу мощность майкопской свиты резко уменьшается. В Калужском районе она не превышает 10—20 м, увеличиваясь к северу до 100—150 м. Кремнистость глин и содержание *spicula* губок, начиная с Хадыжинского района, прослеживаются вплоть до Анапского района, причем в отдельных участках эти признаки наблюдаются реже, вплоть до полного исчезновения. Содержание спикул губок в глинах средней части майкопской свиты отмечено для Калужского, Азовского, Абинского и Анапского районов. В последнем среди маломощных майкопских пород отмечаются пласты спонголитовой породы, прослеживающиеся на большом протяжении и иногда достигающие мощности 2—3 м. К северу от Анапы и на Таманском полуострове мощность майкопских слоев снова возрастает.

### Черноморский фациальный тип

В районе г. Сочи и его ближайших окрестностях нижнетретичные отложения пользуются широким распространением. Здесь, несмотря на значительную удаленность Сочинского района от мест типичного развития палеогеновых отложений Северного Кавказа, в основном сохраняется тот же тип строения палеогена. Последний также состоит из двух качественно отличных толщ: нижней, соответствующей фораминиферным слоям, и верхней — репрезентирующей майкопские слои. Касаясь деталей строения этих двух толщ, следует отметить, что хотя в ближай-



ших окрестностях г. Сочи и наблюдаются некоторые из основных маркирующих горизонтов палеогена Северного Кавказа, как, например, слои с *Lyrolepis caucasica* Roth., специфические условия осадконакопления наложили резкий отпечаток на характер пород, обусловив их отличие не только от развитых на Северном Кавказе, но даже и от тех, которые обнажаются в более северных участках того же района.

В последних опубликованных Б. М. Келлером и В. В. Меннером (573, 574) работах по палеогену Сочинского района различаются три области развития палеогеновых отложений: южная или абхазская зона, промежуточная или зона массива Ахцу и северная — флишевая или предгорная.

В абхазской зоне на маастрихтских известняках залегают кирпичнокрасные мергели небольшой мощности (до 1,5 м), содержащие *Echinocorys douvillei* Seunes, *Ech. ovatus* Leske, *Ech. ovatus* Leske var. *marginata* Goldf., var. *petasata* Lamb., var. *humilis* Lamb. (определения Д. В. Дробышева), а также *Ech. ovatus* Leske var. *conoidea* Goldf., *Coraster villanova* Cotteau, *Cor.* cf. *marsoi* Seunes (определения В. П. Ренгартена, Д. В. Дробышева и М. С. Швецова). Эти красноцветные мергели сверху постепенно сменяются светлозелеными слегка пиритизированными тонкоплитчатыми мергелями, мощностью до 50 м. Красные мергели были отнесены В. П. Ренгартеном (950) к маастрихтским отложениям, а Б. М. Келлером и В. В. Меннером — к датскому ярусу, к которому этими исследователями присоединены и вышележащие зеленые мергели. Личные наблюдения автора этих строк привели к иным выводам, а именно — к признанию резкого стратиграфического несогласия между меловыми и палеогеновыми отложениями. В его представлении датский ярус в Сочинском районе отсутствует, а маастрихтские и датские ископаемые находятся в перестроженном состоянии в породах, относящихся к нижнему палеогену. Помимо особенностей в характере захоронения в красноцвете ежей и в характере микроскопического строения породы, на эту мысль навело и нахождение в красных мергелях, обнажающихся у шоссе, что идет от Сочи в Красную Поляну, мелких обломков белемнитов. Кроме того, эту же мысль подтверждает и нормальное залегание на красноцвете и на зеленых мергелях пород, которые на Северном Кавказе относятся к верхнему палеоцену и нижнему эоцену. Здесь над зелеными мергелями наблюдается следующая последовательность в залегании пород:

1. Горизонт с *Globorotalia lensiformis* Subb. — оливково-зеленые оскольчатые мергели, мощностью до 15 м
2. Горизонт с *Globorotalia aragonensis* Nuttal — пестроцветные мергели, мощностью до 90 м, соответствующие калушскому горизонту Северного Кавказа (средний эоцен)
3. Горизонт с *Globorotalia crassaformis* Gall. et Wissler — плитчатые светлозеленые мергели, иногда с прослоями гилляби и вулканического шепла. Мощность 30—45 м (аналог хаджинского горизонта)
4. Горизонт с *Lyrolepis caucasica* Roth. — темносерые и бурые битуминозные мергели, мощностью от 8 до 20 м
5. Горизонт с *Globigerinoides conglobatus* Brady — пестроцветные мергели, мощностью до 80 м (аналог белоглинского горизонта)

К северу в центральной части поднятия Ахцу, по данным Б. М. Келлера и В. В. Меннера, наблюдается более сокращенный разрез. Здесь на размытой поверхности титонских известняков, а на р. Мамайке на глинах альба, залегает толща пород, образованная чередованием светлозеленых и темносерых слюдястых глин и мергелей и кварцевых песчаников. Эта толща была названа А. Л. Козловым мамайской свитой. Ее мощность до-

стигает 200 м. В верхней части свиты наблюдаются небольшой мощности красноцветные породы, сложенные мягкими зелеными и красными мергелями, содержащими прослои рыхлых песчаников. Породы мамайской свиты содержат только фауну фораминифер, на основании изучения которой мамайская свита сопоставляется с хадыжинским горизонтом фораминиферовых слоев. Возможно, нижняя часть мамайской свиты соответствует калужскому горизонту. Мамайская свита постепенно сменяется навагинской свитой, сложенной серыми и коричнево-серыми глинами, содержащими прослои серых песчаников. Видимая мощность 100 м. Нахождение в породах этой свиты чешуей *Lyrolepis caucasica* Rom. с несомненностью указывает на ее принадлежность к кумскому горизонту.

В прихребтовой части Сочинского района, по данным Б. М. Келлера и В. В. Меннера (573), наблюдается такая последовательность залегания пород палеогена.

На свите Агой, относящейся к маастрихту, залегают:

1. Алекская свита — чередование темных тонкослоистых силицитов и известковистых песчаников. В верхней части наблюдаются глинистые породы, содержащие *Globorotalia aragonensis* Nuttal и другие фораминиферы, свойственные калужскому горизонту. Основная толща алекской свиты отнесена Б. М. Келлером и В. В. Меннером к горизонту Горячего Ключа
2. Пластунская свита — темносерые и зеленые глины с прослоями песчаников. Мощность до 800 м. В средней части свиты отмечено два горизонта с включениями пород мезозоя. Наиболее мощный (100—150 м) верхний горизонт. Размер включений достигает 50—60 м. Пластунская свита по фауне фораминифер может быть подразделена на две части, из которых нижняя соответствует калужскому горизонту, а верхняя — хадыжинскому.

В южной, или абхазской зоне породы, соответствующие белоглинскому горизонту, сверху постепенно сменяются песчанистыми мергелями, а затем толщей чередования синевато-серых скорлуповатых глин с плотными синеватыми песчаниками (0,1—0,15 м). Эта толща получила название мацестинской свиты. В ней присутствуют прослои тех же, но перемежаемых пород, содержащих различные по величине включения более древних пород (юры, мела и палеогена). К востоку от р. Мзымты мощность перемежаемых глин или горизонта с включениями достигает 500 м. Включения бывают колоссальных размеров. Наблюдаются массивы пород мамайской свиты до 1,5 км в диаметре. Горизонт с включениями имеет локальное развитие. В мацестинской свите были найдены среднеэоценовые дискоциклины, залегающие здесь в переотложенном виде, так как по фауне мелких фораминифер и по характеру включений (наличие глыб пород слоев с *Lyrolepis*) мацестинская свита относится к зоне *Variamium fallax* K o g o b. (самая верхняя часть фораминиферовых слоев).

Над породами мацестинской свиты залегают хостинские песчаники, точнее хостинская песчаная свита. Она сложена чередованием стальносерых карбонатных глин и пластов песчаников. В районе р. Мзымты мощность достигает 500—600 м, а к востоку от р. Псоу — 1000 м. Хостинская свита, вероятно, представляет собой своеобразную фацию нижней части хадумских слоев, на что указывают и найденные в ней С. Т. Коротковым *Planorbella*. Хостинская свита покрывается, а возможно, и частично фациально замещается породами сочинской свиты, представленными слоистыми темносерыми песчанистыми глинами. Мощность свиты на р. Кудепсте превышает 800 м. Наличие *Planorbella* и рыб. характерных для



хадумских слоев, позволяет относить сочинскую свиту к хадумским оям.

Разрез палеогеновых отложений Сочинского района оканчивается мощной (до 500 м) песчано-глинистой кудепстинской свитой. Последняя, вероятно, соответствует майкопским слоям.

### Средне- и верхнемиоценовые отложения Дагестана

Миоценовые отложения в Дагестане слагают всю область предгорий и в ряде мест выступают на Прикаспийской равнине из-под покрова древнекаспийских отложений и современных образований.

Впервые довольно полное описание миоценовых отложений дает для Северного Дагестана Н. Н. Барбот-де-Марьи (71), который под названием сарматского яруса описал всю толщу пород, включающих в себя в настоящее время, кроме сармата, также караганские и чокракские слои.

Значительное уточнение в стратиграфию дагестанского миоцена внесли работы Н. И. Андрусова (34), К. П. Калицкого (557, 558) и Д. В. Голубятникова (363, 364, 365). Подразделение и описание миоценовых отложений в том виде, как оно принято в настоящее время, было дано после детальных геолого-съёмочных работ Н. М. Лендева (711), Н. С. Шатского (1231, 1235), В. Д. Голубятникова (334, 336, 337, 338, 339, 341, 356), И. О. Брода и В. А. Знаменского (165).

Наиболее полные разрезы миоценовых отложений можно наблюдать в районе р. Сулака в Махачкалинском районе, по р. Манасу, в окрестностях сел. Губден и Уллубиево и в Каякентском районе. Южнее, по р. Уллу-чай, в Дербентском районе и по р. Рубас-чай, мы имеем уже неполные разрезы лишь отдельных горизонтов миоцена (рис. 14).

Тарханский горизонт или слои с *Pecten denudatus* Reuss

Майкопская свита отделяется от вышележащих слоев миоцена весьма характерным и постоянным прослоем мергеля со своеобразной фауной, который был впервые отмечен Н. И. Андрусовым в 1888 г. на мысе Тархан на Керченском полуострове и затем прослежен рядом геологов через весь Северный Кавказ, вплоть до Южного Дагестана.

В Дагестане впервые он был найден Д. В. Голубятниковым на р. Уллу-чай (363). Наиболее характерная форма для этого горизонта — *Pecten denudatus* Reuss — была описана этим исследователем как *Pecten corneus* Sow., вследствие чего первоначально в Дагестане для этих слоев был установлен нижнеолигоценый возраст. Лишь после того как была проведена организованная Геологическим комитетом детальная геологическая съёмка (В. Д. Голубятников), была установлена тождественность этого *Pecten* с *Pecten denudatus* Reuss и всего комплекса фауны с фауной тарханского горизонта Н. И. Андрусова (334). На р. Уллу-чай, где находится одно из лучших обнажений этого горизонта в Дагестане, он представлен серым мергелем, мощностью 1,2 м который содержит следующую фауну, обработанную В. П. Жижченко: *Nucula placentina* Lmk., *Leda fragilis* Chemn., *Cryptodon* cf. *sinuosus* Don., *Cuspidaria addicta* Zhizhch., *Pecten denudatus* Reuss, *P.* cf. *commitatus* Font., *Ostrea cochlear* Poli, *Modiola semiruta* Zhizhch., *Natica helicina* Brocc., *N. pavidata* Zhizhch., *Turbonilla* cf. *evoluta* Hoern., *Aporrhais alatus* Eichw. var. *parvidactylus* Andr. и многочисленные *Spiralis*.

Этот мергель является маркирующим горизонтом как при геологической съёмке, так и при глубоком бурении на газоносных и нефтеносных

площадях Дагестана. Местами мощность его уменьшается до 15—20 см, и он выражен темнобурым и темносерым доломитизированным известняком, гораздо более бедным фауной. Выше этого мергеля залегает пачка глин темносерых, почти черных, тонкослоистых, содержащих массу раздавленных *Spiralis*. Мощность этой пачки довольно постоянна для всего Дагестана и колеблется в пределах 25—30 м. Обработка М. А. Мясниковой фораминифер как из прослоя мергеля, так и из вышележащей пачки глин показала, что они охарактеризованы общей микрофауной, среди которой наиболее часты *Globigerina dutertrei* d'Orb., *Quinqueloculina aff. seminula* (Lin.), *Bolivina* sp. и ряд других, которые выше, в чокракских отложениях, не встречаются. Поэтому эта пачка глин была объединена с тарханским горизонтом (И. О. Брод, 166).

#### Чокракско-спирналисовый горизонт

Чокракско-спирналисовый горизонт выражен в большей своей части чередованием темносерых, темнобурых, серых и коричневатых глин с песчаниками, отдельные пачки которых достигают значительной мощности. Отмечается постепенное уменьшение песчаности с севера на юг, параллельно с уменьшением мощности. В районе р. Сулака чокракско-спирналисовые слои делятся на два отдела: нижний — глинистый и верхний — песчано-глинистый.

Мощность нижнего отдела достигает 450 м. Для нижней его части весьма характерно присутствие большого числа нептунических даек, которые пересекают слои глин под довольно крутым углом, иногда ветвятся и бывают неправильно и зигзагообразно изогнуты. Толщина этих даек достигает обычно 1—15 см. Нептунические дайки характерны также и для пачки темных глин тарханского горизонта.

Верхний отдел чокрака представлен чередованием таких же глин с мощными пачками песчаников, верхняя из которых достигает до 100 м мощности. В верхнем отделе обычно выделяется три мощных пласта песчаника. Песчаники довольно плотные, серые и серо-бурые, мелко-, средне- и крупнозернистые. Нижний песчаник наиболее грубозернистый, местами с включением крупных, плохо окатанных кварцевых зерен и галек до 1 см в диаметре. Мощность верхнего отдела в районе р. Сулака — около 250 м.

Для чокракско-спирналисовых слоев характерны прослои темносерых и темнобурых плотных доломитизированных известняков и более мягких желто-бурых мергелей, содержащих обычную чокракскую фауну, среди которой особенно часты *Cryptodon sinuosus* Don., *Nassa reitutiana* Font., *Spiralis* и др.

Чокракские отложения широко распространены в Дагестане в области предгорной полосы. Из Сулакского района они тянутся на юго-восток, образуя Кумторкалинский хребет, Нараттюбинский хребет и хр. Искрибаш, причем отдельные пласты и свиты мощных песчаников выделяются в виде резко выраженных гряд. Песчаники непостоянны по простиранию как по количеству отдельных пластов и пачек, так и по мощности.

Южнее, по р. Манасу, где изучен один из наиболее полных разрезов, общая мощность чокрака достигает 1000 м, причем здесь нельзя провести разделения, как это сделано в Сулакском районе, на нижний отдел чокрака, преимущественно глинистый, и верхний, песчано-глинистый. Здесь в чокраке можно выделить три песчаниковые свиты, из которых нижняя залегает почти в самом основании толщи, вторая — в ее средней части и третья — сверху. Эти песчаниковые свиты разделены пачками

темноцветных глин с тонкими прослоями спириалисовых мергелей и доломитизированных известняков. Наибольшей мощности достигает средняя песчаниковая свита, которая в то же время отличается наибольшей изменчивостью по простиранию. Менее изменчива верхняя свита, в которой особым постоянством отличается пласт мелкозернистого песчаника, мощностью около 20 м, прослеженный от Губденского района до сел. Кумтор-кале. В разрезе по р. Манасу процентное соотношение песков и песчаников с глинами почти одинаково, около 50% для каждого. На долю мергелей и доломитизированных известняков приходится 0,2%. Такой же характер разрез чокрака имеет в районе сел. Губден и Уллубиево, по рч. Ачи-су, Джанга-су и Джанга-кула-чай.

Ожнее нижняя половина чокрака приобретает опять почти исключительно глинистый характер, а в верхней половине значительно уменьшается как общее количество прослоев песчаников, так и их мощность.

В районе р. Уллу-чай и газового месторождения Дагестанские Огни мощность чокрака достигает 500—600 м. По р. Рубас-чай отчетливо видно, что нижняя половина его, мощность в 200 м, выражена исключительно темными глинами с тонкими прослоями спириалисовых известняков, а в верхней половине прослой и пласты мелкозернистых мягких песчаников, достигающих в редких случаях 15—20 м, занимают подчиненное положение.

Кровля чокрака отбивается везде весьма отчетливо благодаря трем характерным прослоям, прослеженным по всему Дагестану (339, 341), а именно: «верхнему спириалисовому мергелю», «конгломератику» и «гяуртапинскому пласту». Вся серия с тремя описанными прослоями получила название гяуртапинской серии. В гяуртапинском пласте, впервые отмеченном Д. В. Голубятниковым (365) по р. Уллу-чай под горой Гяуртапа содержится следующая фауна, описанная Н. А. Григоровичем-Березовским (389) и позднее обработанная С. А. Гатуевым: *Leda fragilis* Chern., *Arca turonica* Duj., *Spaniodontella intermedia* Andr., *Cardium andrusovi* Sok., *C. vindobonense* Partsch, *Tapes vitaliana* d'Orb., *T. daghestanica* Grig.-Ber., *Venus marginata* Hoern. var. *caucasica* Golub., *Tellina sokolovi* Golub., *Ervilia praepodolica* Andr., *Mactra fragilis* Lask., *M. bazarunasi* Kol. var. *daghestanica* Grig.-Ber., *Avicula mira* Litsch., *Pecten domgeri* Mikhail. var. *derbentica* Grig.-Ber., *Mytilus fuscus* Hörn., *Modiola submarginata* Lask., *Nassa restitutiana* Font., *Cerithium scabrum* Olivi и многочисленные *Spiralis*.

В районах Избер-баш, Ачи-су и Махач-калы, где с чокракскими песчаниками связаны промышленные залежи нефти, для них установлена своя промысловая номенклатура. Под гяуртапинской серией выделяется пласт песчаника «А<sup>4</sup>». Залегающая ниже верхняя песчаниковая свита носит название свиты «В», средняя — свиты «В» и нижняя — свиты «Г». Песчаниковые свиты подстилаются глинистыми свитами, обозначаемыми соответственно «а», «б», «в» и «г». Для каждого района каждая песчаниковая свита характеризуется своим количеством отдельных песчаниковых пластов, нумеруемых сверху вниз арабскими цифрами. Наиболее продуктивными в отношении промышленной нефтеносности являются песчаники свиты «В» и главным образом свиты «Г» (158, 166).

Караганский (спаниодонтелловый) горизонт

Караганский горизонт по своему разрезу весьма близок к разрезу верхней части чокрака. Он выражен чередованием слоистых глин, серых, темносерых, серо-бурых и коричневых, с песками и мягкими песчаниками.

Довольно часты прослои желто-бурых мергелей и более редки прослои известковистых песчаников, переполненных *Spaniodontella*.

Общий характер разреза караганского горизонта довольно постоянен для всего Дагестана. Послойный разрез этого горизонта можно наблюдать по р. Манас-озень, где его мощность достигает 440 м, причем на долю глин приходится 73%, на долю песков и песчаников — 26% и на долю мергелей — 1%. Обычно прослои песков и песчаников невелики и редко достигают мощности свыше 1 м. Мощных прослоев песчаников отмечено всего три: верхний песчаник, мощностью 32 м, на расстоянии 187 м от кровли горизонта; средний песчаник, мощностью 12 м, на расстоянии 280 м от кровли; нижний песчаник, мощностью 27 м, на расстоянии 309 м от кровли. Мощность и количество песчаников изменяются по простиранию. Так, для окрестностей г. Махачкала Н. М. Леднев (711) указывает пять пластов; по р. Шура-озень Н. М. Маркин отмечает три пласта: на р. Сулаке выделяется два пласта, а далее к западу в районе р. Сала-су Н. С. Шатский описывает три пласта. В районе р. Сулака мощность караганского горизонта равна 340—420 м, к югу от р. Манаса, в районе Каякента, мощность его около 400 м, а южнее, по р. Уллучай, — около 360 м. Упомянутые выше мощные песчаники очень мягкие, особенно в Южном Дагестане, мелкозернистые, светлые, почти белые, очень чистые кварцевые и во многих местах разрабатываются как сырье для стекольной и металлургической промышленности. В районе Махачкалинского месторождения с караганскими песчаниками связаны промышленные залежи углеводородных газов.

### Конкский горизонт

Наличие конкского горизонта в Дагестане впервые отмечено в районе ст. Мамед-кала, близ которой в серо-синеватых и буроватых глинах были найдены (В. Д. Голубятниковым, 334) мелкие *Spaniodontella* sp., *Syndesmia* cf. *reflexa* Eichw., *Ervilia* cf. *trigonula* Sok., *Mactra fragilis* Lask., *Corbula* cf. *michalskii* Tark., *Spirorbis*.

Немного севернее, в Каякентском районе, он был отмечен при мелком разведочном бурении (И. О. Брод). Здесь этот горизонт представлен чередованием темных, слоистых глин с серыми и зеленоватыми глинами, с тонкими прослоями и налетами песка по плоскостям наслоения. Довольно часты крепкие известковистые песчаники и железистые мергели. В глинах найдены мелкие *Spaniodontella*, *Syndesmia alba* Wood, *S.* cf. *scytica* Sok., *Ervilia* cf. *trigonula* Sok., *Pholas* sp., плоские *Spiralis*, *Pectinariopsis*. Мощность составляет около 50 м. Граница его с нижним сарматом проводится совершенно условно по исчезновению песчаных прослоев. В естественных обнажениях конкский горизонт отчетливо выделить не удалось за отсутствием фауны, поэтому он обычно объединяется с караганским горизонтом.

В Северном Дагестане, по Н. Ю. Успенской (1154), аналогом конкского горизонта является пятиметровая свита пестрых глин с прослоями песчаников и мергелей, которая залегает между фаунистически охарактеризованным нижним сарматом и караганскими слоями. В ней найдены небольшие *Spaniodontella*, *Pholas* и обломки пелеципод.

### Сарматский ярус

Отложения сарматского яруса развиты на первых возвышенностях предгорий и слагают часть площади Прикаспийской равнины, будучи скрыты здесь под древнекаспийскими и современными отложениями,

**Нижний сармат.** Отложения нижнего сармата представлены глинами серо-буроватыми и серыми с голубоватым оттенком в выветрелом состоянии, сильно известковистыми, с многочисленными прослоями крепких плитчатых мергелей и плотных, тонкозернистых песчаников.

Местами глины настолько листоваты, что при выветривании образуют так называемые бумажные сланцы. Некоторые пачки этих глин настолько битуминозны, что не только дают резкий запах при раскалывании, но и загораются в тонких краях отдельных пластинок. Лучшие обнажения их имеются по р. Манас-озень. Из фауны в них встречаются преимущественно одна *Syndesmia reflexa* Eichw., вследствие чего они и получили название синдесмиевых слоев. Реже встречаются *Maetra* aff. *eichwaldi* Lask. и *Pectinariopsis*. Мощность синдесмиевых слоев постоянна по всему Дагестану и достигает 150 м.

В Южном Дагестане, в Дербентском районе, в балке Хошкара-дере и севернее, по р. Башлы-чай, выше синдесмиевых слоев в глинах такого же типа, кроме *Syndesmia reflexa* Eichw., найдены *Cardium lithopodolicum* Dub., *C. cf. suessi* Barb., *C. barboti* R. Hoern., *Ervilia podolica* var. *dissita* Eichw., *Maetra eichwaldi* Lask., *Trochus* sp. Этот горизонт можно выделить как горизонт с *Maetra eichwaldi* Lask., называвшийся ранее горизонтом с *Maetra fragilis*. Его мощность в Южном Дагестане достигает 100—185 м.

В Северном Дагестане, начиная от разреза по р. Манасу, слои с *Maetra eichwaldi* Lask. как отдельный горизонт за отсутствием данных не выделяются.

**Средний сармат.** Отложения среднего сармата в Северном Дагестане имеют почти исключительно глинистый характер. По направлению к югу, примерно с широты р. Манас-озень, они приобретают песчанность, которая постепенно увеличивается к югу и в Дербентском районе становится преобладающей.

В Северном Дагестане от р. Сулака до Махачкалинского района средний сармат делится на две свиты: нижнюю — криптомактровую и верхнюю — грозненскую. Криптомактровые слои выражены серыми и серо-голубоватыми известковистыми глинами, почти неслоистыми, в нижней части с прослоями плитчатых мергелей и серых песчаников. В районе р. Сулака и по р. Шура-озень их мощность достигает 175—200 м. По направлению к г. Махачкала она увеличивается до 340 м. Эта свита охарактеризована довольно редкой фауной, среди которой особенно часты *Cryptomactra pes-anseris* Mayer.

Грозненская свита выражена темносерыми, в выветрелом состоянии буреющими глинами, в верхней части неизвестковистыми и слабо известковистыми. В виде прослоев и пластовых конкреций встречаются глинистые сидериты и железистые мергели. Из фауны встречаются только *Ostracoda*. Глины битуминозны и при нагревании издадут запах жженой резины. Они хорошо рассланцовываются, особенно при выветривании, и приобретают характер так называемых бумажных сланцев типичных грозненских слоев. Мощность их в районе р. Сулака — 350—400 м, в районе г. Махачкала уменьшается до 270 м.

Южнее это деление на грозненские и криптомактровые слои уже не выдерживается. В районе рр. Манаса и Ачи-су средний сармат выражен в нижней части глинами бурыми, серо-бурыми и серо-синеватыми, известковистыми с *Cryptomactra pes-anseris* Mayer, *Cardium suessi* Barb., мелкоребристыми *Cardium* и мелкими *Gastropoda*. В верхней части глины постепенно становятся серо-бурыми и бурыми, песчанистыми и известко-



вистыми, с небольшими прослоями и налетами песка по плоскостям на-слоения. Общая мощность среднего сармата по р. Манасу — 850 м, причем *Cryptomactra pes-anseris* Mayer исчезает лишь на 100 м ниже почвы верхнего сармата, начинаясь от синдесмиевых слоев. Вместе с *Cryptomactra* встречается, хотя и редко, обычная среднесарматская фауна.

Южнее песчанистость среднего сармата увеличивается. В Каякентском районе средний сармат характеризуется чередованием глин и песков, с преобладанием глин в нижней и песков в верхней части. Вместе с увеличением песчанистости увеличивается количество среднесарматской фауны. В верхах среднего сармата появляются прослой детритусовых известняков.

Мощность среднего сармата в районе Кяфента достигает 700—900 м; южнее, в районе г. Дербента, она уменьшается до 500 м. Здесь средний сармат представлен преобладанием песков и песчаников с подчиненными прослоями глин. В глинах и песчаниках среднего сармата отмечается следующая фауна: *Cardium fittoni* d'Orb., *C. venustum* Koles., *C. bajaronasi* Koles., *Tapes gregarius* Goldf., *T. vitalianus* d'Orb., *Donax dentiger* Eichw., *D. priscus* Eichw., *Solen subfragilis* M. Hoern., *Mactra* cf. *pallasi* Baily, *M. fabreana* d'Orb., *Modiola naviculoides* Koles., *M. sarmatica* Gat., *Trochus angulatiformis* Sinz., *T. sulcatopodolicus* Koles., *Barbotella omalhusii* d'Orb., *B. intermedia* Rad. et Pavl., *Bulla melitopolitana* Sok., *B. lajonkaireana* Bast. и др.

Верхний сармат. Отложения верхнего сармата в Северном Дагестане распадаются на два отдела: нижний — глинистый и верхний — песчаниковый и известняковый. Глинистый отдел верхнего сармата, мощностью 300—400 м, выражен серыми и зеленовато-серыми слоистыми глинами, местами песчанистыми, с тонкими прослоями песков и песчаников.

Верхний отдел представлен в районе р. Сулака чередованием песчаников с песчанистыми глинами и прослоями известняков-ракушников и мшанковых известняков, общей мощностью 250—300 м.

В районе р. Шура-озень и г. Махачкалы его мощность достигает 700 м. Верхняя свита здесь состоит из известняков-ракушников, подстилаемых известковистыми песками и песчаниками, с прослоями детритусовых известняков. В районе Махачкалы она получила название анджарской свиты (К. П. Калицкий, 557) и имеет мощность 215 м. Южнее, в районе р. Манаса, нижняя глинистая свита верхнего сармата имеет мощность до 500 м. Здесь в ней найдены *Mactra naviculata* Baily одновременно с *Mactra bulgarica* Toula. Южнее разрез верхнего сармата постепенно меняется в сторону уменьшения мощности глинистых слоев и замены их песчано-известковистыми породами.

В районе сел. Уллубиево и в Каякентском районе наблюдаемая мощность верхнего сармата составляет всего 350 м, причем нижняя глинистая часть имеет мощность около 60 м, а верхняя, песчаниковая — около 300 м. В песчаниках и известняках верхнего сармата обычны *Mactra caspia* Eichw. и различные варианты *Mactra bulgarica* Toula.

В Каякентском районе под горой Чакаур в прослоях, особенно богатых фауной, найдены *Mactra bulgarica* Toula, *M. bulgarica* var. *crassicollis* Sinz., *M. bulgarica* var. *nalivkini* Koles., *M. tapesoides* Sinz. и редкие *M. cf. caspia* Eichw. В Каякентском и Дербентском районах в основании верхнего сармата залегают слои с *Mactra naviculata* Baily (И. О. Брод, 148, И. Ф. Пустовалов, 896), которые отделяются от среднего сармата прослоем маломощного, но довольно постоянного галечника, и постепенно

Р СУЛАК

(По А.Г.Эберзину и Н.С.Швётскому)

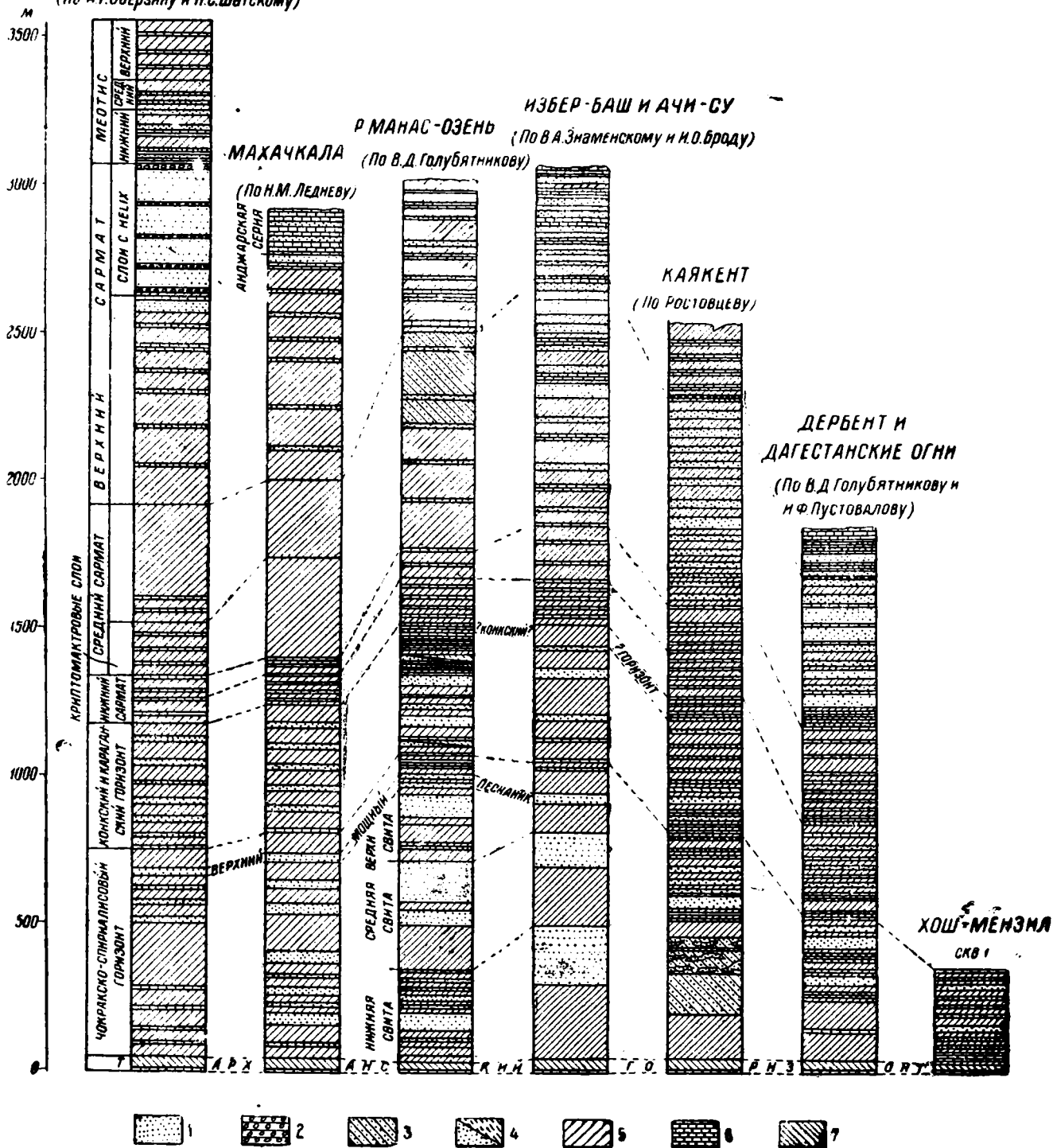


Рис. 14. Стратиграфические разрезы среднего и верхнего миоцена Дагестана.

1 — пески и песчаники; 2 — конгломераты; 3 — песчаные глины; 4 — чередование песков и песчаных с глинами; 5 — глины; 6 — известняки и мергели; 7 — слоистые глины тарханского горизонта

переходят в вышележащие слои. В районе Дербента верхний сармат выражен известняковой толщей, подстилаемой известковистыми песчаниками с подчиненными прослоями глин, общей мощностью около 200 м. Таким образом, верхний сармат, выраженный на севере глинистой толщей с подчиненными прослоями известняков, по направлению к югу меняется в фациальном отношении и приобретает характер известняково-песчанистой толщи с подчиненными прослоями глин.

Полная мощность верхнего сармата наблюдается только в районе р. Сулака, где она достигает 650 м. В других же местах она остается невыясненной, так как верхи его или скрыты под морем (в районе Махачкалы и р. Манаса, или уничтожены эрозионными процессами и трансгрессией акчагыльского моря (в Каякентском и Дербентском районах).

Плотные известняки верхнего сармата являются прекрасным строительным материалом.

Слои с *Helix*. В районе р. Сулака выше известняковой толщи верхнего сармата залегают песчаники, обычно косослоистые, местами весьма грубые, с прослоями гравия и конгломерата и с подчиненными прослоями глин. Фауна представлена только наземными формами: *Helix*, *Pupa*, *Valvata*. Мощность этих слоев достигает 450 м. Н. С. Шатский, описавший эти слои, считает их переходными между верхним сарматом и мэотическим ярусом (1231). Принимая во внимание, что выше залегает толща, охарактеризованная уже нижнемэотической фауной, весьма возможно, что слои с *Helix* должны быть отнесены к самым верхам верхнего сармата.

#### Мэотический ярус

Мэотические слои известны только в Присулакском районе, где они выражены в нижней части переслаиванием песчаников и глин, с пластами ракушечных, оолитовых и мшанковых известняков, песками и песчаниками с прослоями конгломератов и серых глин. В них встречается следующая фауна нижнего мэотиса (Н. С. Шатский, 1231): *Membranipora* sp., *Cardium mithridati* Andr., *Dosinia exoleta* Sinz., *Venerupis abichi* Andr., *Ervilia minuta* Sinz., *Syndesmia tellinoides* Sinz., *Modiola volhynica* var. *minor* Andr., *Hydrobia* sp., *Potamides disjunctoides* Andr. и редко мелкие формы *Helix* sp.

Мощность нижнемэотических слоев не превышает 200 м. На них налегает толща серых мергелистых глин с тонкими прослоями песчаников и песчанистых железняков, которую Н. И. Андрусов и К. А. Прокопов определяли как понтическую, а Н. С. Шатский относил уже к акчагылу и называл «подакчагыльской толщей».

Позднейшие работы А. Г. Эберзина (1251) показали, что эта «подакчагыльская толща», общей мощностью в 305—315 м, должна быть отнесена к верхнему и среднему мэотису. В нижней ее части (около 100 м мощностью) найдена фауна среднего мэотиса: *Ervilia minuta* Sinz., *Syndesmia tellinoides* Sinz., *Congeria panticapaea* Andr. В верхней части (около 200 м мощностью) найдены, кроме редких *Ostracoda* и *Hydrobia*, *Syndesmia tellinoides* Sinz. и *Congeria* ex gr. *novorossica* Sinz.

На отложениях верхнего мэотиса трансгрессивно и несогласно залегают акчагыльские слои.

#### Среднемиоценовые отложения Северного Кавказа (без Дагестана)

В главе, посвященной общему обзору третичных отложений Северного Кавказа, указывалось, что к нижнему, гелльветскому, ярусу среднего

миоцена должна быть отнесена верхняя часть майкопской свиты. Рассмотрение отдельно этой части указанной свиты, конечно, нецелесообразно, а поэтому ее описание дано в соответствующей главе, посвященной описанию всей майкопской свиты.

Следовательно, в настоящей главе дается описание только верхнего, тортонского, яруса среднего миоцена, хорошо разделяющегося снизу вверх на тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты. Правда, последний более правильно относить к верхнему миоцену, но ввиду того, что такой взгляд в геологической литературе не является общепризнанным, описание его дается вместе с описанием горизонтов, среднемиоценовый возраст которых не возбуждает сомнений.

В целях более цельного представления о среднемиоценовых отложениях в различных областях Северного Кавказа, производится описание его не по отдельным горизонтам, а по отдельным крупным регионам, среди которых возможно выделение следующих: Восточное Предкавказье — от р. Сулака<sup>1</sup> на востоке до р. Уруха на западе, Центральное Предкавказье — от р. Уруха на востоке до р. Лабы на западе и Западное Предкавказье — от р. Лабы на востоке до берегов Черного и Азовского морей, с включением сюда и Таманского полуострова.

### Восточное Предкавказье

Тарханский горизонт. Этот горизонт в Терской нефтеносной области представлен пластом известковистых глин небольшой мощности (0,5—0,7 м); в ряде районов верхняя и нижняя часть этих глин замещается довольно плотным мергелем. Тарханский горизонт в рассматриваемой области почти всегда хорошо палеонтологически охарактеризован. Из фауны моллюсков, характерных для этого горизонта и часто в нем встречающихся, назовем следующие: *Nucula nucleus* L., *Amusium (Pseudamusium) denudatum* Reuss, *Modiola semirata* Zhizh., *Natica helicina* Broc., *Aporrhais pes-pellicani* L., *Spirialis tarchanensis* Kittl.

Кроме этих моллюсков, в тарханском горизонте часто встречаются *Leda fragilis* Chemn., *Cultellus papyraceus* Reuss, *Cryptodon subangulatus* R. Hoern., *Corbula gibba* Ol., *Syndesmya parabilis* Zhizh., *Nassa restitutioniana* Font. и др., которые, однако, почти также часто встречаются и в вышележащем чокракском горизонте.

Из фораминифер для этого горизонта характерны представители родов *Cristellaria*, *Nodosaria*, *Virgulina*, *Tectularia*, а также некоторые виды родов *Miliola* (*M. boucena* d'Orb.) и *Sygmoidina*. Весьма многочисленны в этом горизонте также *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz. и *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., но последние формы часты также и в чокракском горизонте.

В Терской нефтеносной области тарханский горизонт в некоторых районах не обнаружен, что в ряде случаев может быть объяснено размытием его в последующее время, а в других случаях невозможностью отделения его от чокракского горизонта.

Однако таких районов очень немного, и тарханский горизонт справедливо считается одним из лучших маркирующих горизонтов в толще третичных отложений Северного Кавказа.

В Затеречной равнине, покрытой мощным чехлом четвертичных отложений, тарханский горизонт был обнаружен при бурении лишь в одном

<sup>1</sup> В Восточное Предкавказье должен быть включен и Дагестан, но, согласно принятому плану тома, геологическое описание Дагестана дается в особых разделах.

Новокрестьянском районе. Там он, повидимому, представлен так же, как и в Терской нефтеносной области.

Чокракский горизонт. В Терской нефтеносной области чокракский горизонт представлен очень мощной толщей (до 500 м и более) глин, чередующихся в верхней половине с мощными пластами песчаников, являющихся нефтеносными пластами. Песчаники всей продуктивной толщи, т. е. песчаники не только чокракского, но и караганского возраста, почти во всех районах<sup>1</sup> выделяются под номерами, идущими сверху вниз. Всего обычно насчитывается до 22 песчаников, которые обозначаются римскими цифрами. Из них только нижние песчаники, начиная с XIV, относятся к чокраку.

Совсем недавно во многих районах чокракские песчаники часто выделялись под индексом Σ, причем они также были пронумерованы сверху вниз.

Количество песчаников чокракского возраста в разных районах различно. Это, с одной стороны, обуславливается тем, что некоторые песчаники в одних районах выклиниваются или сливаются между собой, в других же, наоборот, раздваиваются, а с другой стороны, тем, что нижние песчаники при движении в Терской нефтеносной области с востока на запад выпадают из разреза. Так, если в Беноевском районе насчитывается 10—12 песчаников, то в Малгобекском — только 4. В этом же направлении происходит и уменьшение мощности как отдельных песчаников, так и общей мощности чокракского горизонта — от 600 м на востоке до 200 м на западе.

В северной части Терской нефтеносной области, в полосе развития Терского антиклинория, сокращение общей мощности чокракского горизонта и его песчанности происходит быстрее и резче, чем в средней части — в полосе развития Сунженского антиклинория, а в южной (Черногорской полосе), повидимому, опять несколько быстрее.

Таким образом, линии, соединяющие районы, в которых чокракский горизонт имеет одинаковый характер, будут иметь не вид прямых линий, протягивающихся с севера на юг, а вид параболы с вершиной, обращенной на запад и расположенной в средней части Терской области, т. е. в полосе развития Сунженского антиклинория.

В Затеречной равнине чокракский горизонт, судя по данным буровых скважин в районе хут. Новокрестьянского и сел. Ачи-кулак, имеет такой же характер, как и в Терской нефтеносной области. Однако если разрез чокрака в первом районе, повидимому, вполне сходен с разрезом в основной части Терской нефтеносной области, то во втором он отличается очень слабым развитием песчанистых отложений и малой мощностью.

В южной полосе Терской области при движении на запад, примерно с меридиана г. Дзауджикау (Владикавказа), характер чокракских отложений резко изменяется. Здесь они представлены толщей глин, глинистых песков и тонкозернистых песков, пластующихся без видимой закономерности. Мощность по р. Тереку не превышает 150 м и быстро уменьшается к западу до 60 м по р. Уруху.

По своему минералогическому составу породы, развитые в этой части Терской области, довольно резко отличаются от пород, развитых восточнее. Здесь в гораздо меньшем количестве встречаются магнетит-ильменит,

<sup>1</sup> Исключая Старо-Грозненский район, где принята несколько иная номенклатура песчаников продуктивной толщи.

ставролит, дистен и силлиманит, меньше кварца, но больше слюд, и в очень большом количестве встречается андалузит, отсутствующий восточнее.

Указанное различие дало основание предполагать, что песчанистый материал в этом районе в чокракское время поступал с Кавказа, а в более восточные районы был привнесен извне, повидимому с востока или северо-востока.

Чокракский горизонт в Восточном Предкавказье довольно хорошо палеонтологически охарактеризован. При этом в восточной части, где он представлен в фации продуктивной толщи, его нижняя, глинистая часть по фауне моллюсков, в ней находимой, заметно отличается от верхней, песчано-глинистой части.

В первой фауне моллюсков сравнительно бедна и состоит из следующих видов: *Leda fragilis* Chemn., *Cryptodon laevis* Zhizh., *Syndesmya alba* Wood var., *S. parabilis* Zhizh., *Nassa restitutiana* Font., *Spirialis* pl. sp.

В верхней части, кроме указанных форм встречаются представители родов *Arca*, *Mytilus*, *Pecten* (*Chlamys*), *Spaniodontella*, *Mactra*, *Solen*, *Donax*, *Tellina* и др.

Указанное различие в фауне моллюсков обуславливается тем, что нижняя, глинистая часть образовалась в иных, более глубоководных условиях, чем верхняя, песчано-глинистая, толща. В самых же верхах чокракского горизонта встречается обедненная чокракская фауна, состоящая из представителей главным образом родов *Barnea* и *Spaniodontella* и некоторых других. Слои с указанной фауной обычно причисляются уже к караганскому горизонту, так как в них вообще фауна встречается редко и они залегают выше «спирялисового» мергеля, в котором всегда много раковин *Spirialis* и по которому проводится граница между чокракским и караганским горизонтами.

Аналогичная картина наблюдается и среди фауны фораминифер. Однако следует отметить, что в основании чокракского горизонта встречается сравнительно разнообразная фауна фораминифер, сходная с таковой, встречающейся в тарханском горизонте, что дало повод слон. содержащие эту фауну, причислять к последнему горизонту.

Караганский горизонт. Этот горизонт почти на всей обширной площади Восточного Предкавказья, за исключением ее юго-западной и северной частей, выражен толщей глин с мощными, свыше 10 м, пластами песчаников, количество которых в значительном числе районов равняется тринадцати.

Песчаники караганского горизонта, так же как и песчаники чокракского горизонта, во многих районах являются нефтеносными, и, как уже указывалось, караганский горизонт вместе с верхней, песчано-глинистой частью чокракского составляет основную продуктивную толщу Терской нефтеносной области, пласты песчаников которой имеют общую номенклатуру. Следовательно к караганскому горизонту относятся песчаники I—XIII. Количество пластов песчаников в караганском горизонте далеко не во всех районах равно 13, вследствие того, что некоторые песчаники в одних районах сливаются друг с другом, а в других, наоборот, раздваиваются.

Общая мощность караганского горизонта колеблется в пределах 200—350 м. В северной части Восточного Предкавказья — в районе сел. Ачи-кулак, насколько об этом можно судить по данным одной буровой скважины, в которой отбивка горизонтов и их характеристика произ-

ведены весьма неудовлетворительно, караганский горизонт представлен, главным образом, глинистыми отложениями значительно меньшей мощности.

В юго-западной части Восточного Предкавказья караганский горизонт, так же как и чокракский, представлен толщей глин, песчанистых глин и песков, пластующихся между собою без видимого несогласия и характеризующихся быстрой фациальной изменчивостью.

Минералогический состав этих пород вполне сходен с таковым чокракских пород, так же как и минералогический состав пород, развитых восточнее, сходен с таковым пород, слагающих верхнюю часть песчано-глинистой толщи чокракского горизонта, развитых там же. Это дает основание полагать, что в караганское время, так же как и в чокракское, вернее, верхнечокракское, обломочный материал поступал в юго-западную часть Восточного Предкавказья с юга, т. е. с Кавказа, а на остальную территорию с востока или северо-востока. Караганский горизонт в Восточном Предкавказье охарактеризован почти исключительно лишь *Spaniodontella pulchella* Bailly и ее разновидностями. Кроме них, из моллюсков встречаются, да и то очень редко, лишь *Pholas (Barnea)* и *Mohrensterna*. Кроме моллюсков, в этом горизонте обнаружены остракоды и рыбные остатки.

Конкский горизонт. Этот горизонт в Терской нефтеносной области, так же как и вышележащие слои, относимые к низам нижнего сармата и выделяемые под названием синдесмиевых слоев, выражен глинами с частыми прослоями мергелей. В некоторых районах в нем наблюдаются прослои песков малой мощности.

Отделение конкского горизонта от нижнего сармата крайне затруднено и могло быть произведено лишь там, где была встречена типичная конкская конхилиофауна. Среди таковой в Терской нефтеносной области чаще всего встречаются *Spiralis andrussovi* Kittl., *Spaniodontella sokolovi* Sin z., *Syndesmya alba* Wood var. Кроме того, в этой области были обнаружены *Congeria sandbergeri* Andr. var., *Cardium konkensis* Zhizh., *Corbula gibba* Ol., *Hydrobia konkensis* Zhizh. и др. Конкский горизонт, как показали микропалеонтологические исследования, может быть отделен от нижнего сармата и по фауне фораминифер, среди которой для конкского горизонта характерно присутствие представителей рода *Bolivina*, *Bulimina* и др., отсутствующих в сарматских отложениях.

Мощность конкского горизонта в Терской нефтеносной области обычно не превышает 10—20 м.

Повидимому, совершенно иначе конкский горизонт представлен в Запечерной равнине, о чем можно судить на основании следующих фактов.

По данным скважин, пробуренных у хут. Новокрестьянского и сел. Ачи-кулак, выше караганского горизонта залегает толща, представленная глинами с прослоями песчаников, весьма мощными в районе хут. Новокрестьянского. Нижняя часть этой толщи должна быть отнесена к конкскому горизонту, основанием чему является обнаружение в слоях, залегающих выше слоев, причисляемых к карагану, *Spiralis* и *Bulimina*.

Принимая предположение, что конкский горизонт в указанных районах представлен толщей глин и песчаников, мы однако лишены возможности хотя бы приблизительно выяснить его мощность.

### Центральное Предкавказье

Тарханский горизонт. На обширной территории Центрального Предкавказья тарханский горизонт с достоверностью констатирован

только по р. Кубани у сел. Яман-Джалга. Здесь он представлен серыми известковистыми глинами, мощность которых равна примерно 1 м, венчающимися пластом довольно плотного светлосерого мергеля, мощностью 0,2 м. Как мергель, так и подстилающие его известковистые глины содержат многочисленную и разнообразную фауну моллюсков: *Amusium (Pseudamusium) denudatum* Reuss, *Leda fragilis* Chemn., *Nucula nucleus* L., *Cryptodon subangulatus* R. Hoern., *Modiola semirutata* Zhizh., *Syndesmya alba* Wood var., *S. parabilis* Zhizh., *Corbula gibba* Ol., *Cultellus papyraceus* Reuss, *Aporrhais pes-pellicani* L., *Natica helicina* Brocc., *N. pavidata* Zhizh., *Nassa restitutiana* Font., *Spirialis tarchanensis* Kittl. Многочисленна и разнообразна в этих слоях также и фауна фораминифер.

Выше мергеля залегают темные тонкосланцеватые глины мощностью, равной примерно 6 м. В верхней части их появляются прослои песка, количество и мощность которых увеличиваются к кровле, и эта пачка слоев кверху переходит в песчаную толщу, мощностью свыше 5 м. На ней залегают ракушничково-песчаная толща, охарактеризованная богатейшей чокракской фауной.

В песчанистой толще и в подстилающей ее пачке песков и глин фауны не обнаружено; в ниже лежащих же темных глинах была найдена фауна моллюсков, весьма близкая к той, которая была найдена в слоях, без сомнения относящихся к тарханскому горизонту, но только обедненная. Однако среди нее были определены такие формы, как *Amusium* ex gr. *denudatum* Reuss, *Ostrea* cf. *cochlear* Poli, т. е. формы, считающиеся руководящими для тарханского горизонта. То же самое можно сказать и относительно фауны фораминифер. Здесь были встречены следующие формы: *Bulimina*, *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Lagena* sp., *Nomion boueanum* d'Orb., *Rotalia beccari* L., *Elphidium* ex gr. *striatopunctatum* Fiecht. et Moll., *Sygmoidina* aff. *tenuis* Cz., *Miliolina* aff. *boueana* d'Orb., *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Guttulina*, *Cristellaria*. К этому нужно заметить, что как среди фауны моллюсков, так и среди фауны фораминифер, отсутствуют формы, характерные только для чокракского горизонта. Это как будто дает основание относить толщу темных глин к тарханскому горизонту, а не к чокракскому. Однако резкое различие в характере пород, слагающих эту толщу и тарханский горизонт, чрезвычайная редкость нахождения в этой темной глинистой толще типичной тарханской конхилиофауны, а также то обстоятельство, что отдельные представители, казалось бы, типичной тарханской фауны, как, например, *Aporrhais* и *Natica*, были найдены и в более высоких пачках слоев с характерной чокракской фауной, заставляет отнести ее к чокракскому, а не к тарханскому горизонту.

**Чокракский горизонт.** В юго-восточной части Центрального Предкавказья — в Минераловодском районе, вернее несколько восточнее последнего, в районе станиц Александрийской и Лысогорской, чокракский горизонт представлен толщей глин, в которой местами встречается ракушечный песчаник. Мощность чокрака здесь порядка 100 м.

Далее на запад чокракские отложения неизвестны до Воровсколеско-Невинномысского района, где они представлены песчано-ракушничково-глинистой толщей. Мощность и характер отложений в этом районе значительно изменяются, но в общем они представлены здесь везде мелководными отложениями, охарактеризованными разнообразной чокракской фауной, часто великолепной сохранности. Исключением является лишь нижняя часть чокрака, представленная в некоторых районах преимуще-



ственно глинистыми отложениями. Мощность его здесь колеблется в пределах от 20—30 и до 80—100 м.

Преимущественно известково-песчанистыми мелководными отложениями чокракский горизонт представлен и далее на запад до хут. Вольного, западнее которого он выражен небольшой мощности толщей глины и известняков-мелководного происхождения, судя по находимым в них моллюскам, относящихся к родам *Arca*, *Chlamys*, *Cardium*, *Cerithium* и др.

Севернее южной полосы выходов чокракского горизонта последний известен в области Ставропольского плато. В восточной части у сел. Саблинского он представлен преимущественно глинистыми отложениями, хотя и там наблюдаются прослои глинистых песков; в центральной и западной частях Ставропольского плато чокракский горизонт представлен песчано-глинистыми отложениями. Мощность чокракского горизонта на Ставропольском плато очень небольшая. Обычно она не превышает 10 м и лишь в юго-восточной части увеличивается до 30—35 м. При этом в ряде районов чокракский горизонт размыт, и там караганский горизонт непосредственно залегает на майкопе.

Караганский горизонт. В нижней полосе выходов среднемиоценовых отложений караганский горизонт известен только в западной части. Здесь в Воровсколеско-Невинномысском районе он представлен песчано-глинистой толщей, достигающей мощности порядка 100 м. При этом довольно отчетливо намечается большее развитие песчанистого материала в восточной части этого района, где отмечаются мощные пласты песков. В западной части, по р. Кубани и далее на запад караганский горизонт представлен преимущественно глинами с прослоями мергелей. Для караганского горизонта в этой области его развития характерно наличие мшанковых известняков, имеющих вид небольших желваков неправильной формы. Они обычно в геологической литературе упоминаются под названием бризозевых известняков.

Из фауны моллюсков в этой области характерно присутствие, кроме *Spaniodontella pulchella* Bailey, представителей рода *Pholas* (Barnea).

В южной части Ставропольского плато, в верховьях р. Калауса, караганский горизонт представлен почти исключительно песчаным материалом с прослоями конгломератов. Мощность его здесь превышает 50 м.

К северу и востоку от этого района конгломераты исчезают, а песчанность караганских отложений значительно уменьшается. Западнее, т. е. к западу от р. Калауса, в южной части Ставропольского плато караганский горизонт представлен песчано-глинистой толщей, мощностью обычно меньше 50 м; севернее характер его значительно изменяется. Там он лишь в нижней части представлен песчано-глинистыми отложениями, в верхней же части — глинами. В районе г. Ставрополя песчанистые отложения отмечаются в средней части караганского горизонта в виде газоносных песчаных линз. Впрочем, песчаные отложения, повидимому, встречаются и в основании его.

Конкский горизонт. Хорошо палеонтологически охарактеризованный конкский горизонт в южной полосе выходов среднемиоценовых отложений был обнаружен лишь в Воровсколеско-Невинномысском районе, где он в верхней части представлен песчанистой толщей, мощностью 20—40 м, а в нижней — глинистыми породами. В верхней песчанистой толще в ряде мест обнаружена весьма разнообразная фауна моллюсков, среди которой следует отметить такие характерные для конкского горизонта формы, как *Congerina sandbergeri* Andruss, var. *buglovensis*

*Lask.*, *Cardium andrussovi* Sok., *Venus konkensis* Sok., *Mastra konkensis* Lask., *Corbula gibba* Ol., *Turritella atamanica* Bog. и др.

Нижняя, глинистая часть конкского горизонта охарактеризована почти исключительно представителями рода *Syndesmya*<sup>1</sup>. Общая мощность конкского горизонта в некоторых разрезах превышает 100 м. Севернее, в области Ставропольского плато к конкскому горизонту относят примерно 10-метровую пачку слоев, представленную глинами, лишь в некоторых районах с прослоями песков, и залегающую под палеонтологически охарактеризованными нижнесарматскими отложениями, выраженными такими же породами. Обычно же конкский горизонт отделить от нижнего сармата не удается, так как фауна в нем встречается очень редко. Стоит она главным образом из представителей рода *Syndesmya* близкими к таковым из нижнесарматских отложений. Лишь изредка в конкском горизонте удается обнаружить *Spiralis* и другие формы, характерные для этого горизонта.

### Западное Предкавказье

Тарханский горизонт. В связи с трансгрессивным залеганием чокракского горизонта в восточной части Западного Предкавказья, так же как и на значительной территории Центрального Предкавказья, тарханский горизонт был размыт, повидимому, на всем пространстве от р. Кубани до р. Белой.

В бассейне р. Белой он представлен пластом мергеля мощностью 0,25 м с разнообразной тарханской фауной, среди которой были обнаружены такие характерные для этого горизонта формы, как *Amusium denudatum* Reuss, *Nucula* sp., *Natica helicina* Brose., *Aporrhais pes-pellicani* L. и др.

Западнее р. Белой тарханский горизонт был обнаружен в ряде районов — Нефтегорском, Хадыжинском и др. Однако в большинстве районов он отсутствует, что, как правило, может быть объяснено размывом его в чокракское время, так как весьма часто наблюдается явно трансгрессивное залегание чокракских отложений на майкопских.

Однако в районах, где чокрак представлен в глинистой фации, притом повидимому глубоководной, и залегает без видимого несогласия на майкопе, как, например, по р. Пшехе, возможно, что там тарханский горизонт имеется, но не мог быть выделен ввиду отсутствия фауны.

На Таманском полуострове тарханский горизонт представлен глинами с прослоем мергеля в средней части. В нем обнаружена характерная для тарханского горизонта фауна, причем следует особо отметить в нижнем слое песчанистых глин большое количество *Ostrea cochlear* Poli.

Чокракский горизонт. В восточной части Западного Предкавказья чокракский горизонт представлен разнообразного типа осадками — песчаниками, известняками, глинами и иногда конгломератами.

Западнее, примерно от р. Курджипса, характер чокракских отложений заметно меняется. Здесь нижняя часть его представлена глинистыми отложениями и только верхняя — песчано-известковистыми. При дальнейшем движении на запад чокракский горизонт полностью переходит в глинистую толщу (р. Пшеха), мощностью 170 м, а еще далее на запад

<sup>1</sup> Не лишено вероятности предположение, что к конкскому горизонту должна быть отнесена лишь нижняя часть указанной толщи глин, охарактеризованных *Syndesmya*.

в Нефтяно-Ширванском районе в нем вновь появляются известково-песчанистые отложения, но приуроченные уже не к верхней, а к нижней части.

В этом районе и в особенности в расположенных западнее, как то: в Хадыжинском, Псекупском, Ильском и др., характерно наличие выклинивающихся пластов и штоковидных образований раковинно-мшанковых известняков, мергелей и брекчиевидных доломитов, в которых наблюдаются скопления нефти, имеющие промышленное значение.

В западной части Западного Предкавказья чокракский горизонт наблюдается как в мелководной, песчано-известковистой фации, так и в более глубоководной, глинистой фации. При этом мелководная фация развита южнее, ближе к предполагаемой береговой линии Чокракского бассейна; в разрезах в переходной области, где наблюдаются песчано-известковистые и глинистые отложения, последние приурочены к нижней части.

На Таманском полуострове чокракский горизонт представлен исключительно в глинистой фации. Мощность его там достигает 125 м.

Указанное распределение фаций чокракского горизонта позволяет с полной уверенностью говорить о поступлении обломочного материала с юга, т. е. с суши, располагавшейся в чокракское время в области Кавказского хребта.

Сравнивая минералогический состав пород чокракского возраста в Центральном и Западном Предкавказье, следует обратить особое внимание на почти полное отсутствие андалузита в породах, развитых в Западном Предкавказье: в породах же, развитых в Центральном Предкавказье и в западной части Восточного, он, как уже отмечалось, встречается в большом количестве. Этот факт может служить указанием на различие в комплексе пород, разрушаемых в чокракское время в области Главного Кавказского хребта и сносимых в Чокракский бассейн.

**К а р а г а н с к и й г о р и з о н т.** В восточной части Западного Предкавказья, в районах, расположенных между рр. Лабой и Курджипсом, караганский горизонт представлен песчано-глинистыми отложениями с характерной для этого горизонта фауной: *Spaniodontella pulchella* Bailey, *Sandbergeria acicularis* Andrusz., *Mohrensternia grandis* Andrusz. и др.

Существенно меняется характер караганских отложений в бассейне р. Курджипса. Здесь на глинистой толще, достигающей мощности 250 м и охарактеризованной *Spaniodontella pulchella* Bailey, залегают отложения, мощностью 150 м, представленные в нижней части глинами с прослоями песков, постепенно вверх переходящие в толщу крупнозернистых песков, переслаивающихся с пластами песчанистых ракушников.

В нижней, преимущественно глинистой части этих отложений были обнаружены лишь *Pholas (Barnea) pseudoustjurtensis* Bog. В верхней, песчано-ракушниковой толще, в ее нижней части были обнаружены многочисленные *Pholas (Barnea) ustjurtensis* Eichw. и *Ervilia dissita* Eichw. и гораздо менее многочисленные *Spaniodontella pulchella* Bailey, а в верхней части, кроме *Ervilia*, были найдены *Pholas (Barnea) pseudoustjurtensis* Bog., *Modiola incrustata* d'Orb. var. *buglovensis* Lask., *Mactra eichwaldi* Lask. var. *buglovensis* Lask. и др.

Такая палеонтологическая характеристика этой толщи позволяет нижнюю ее часть отнести к караганскому горизонту, а верхнюю к конкскому.

Западнее караганский горизонт представлен преимущественно глинами, среди которых в некоторых районах наблюдаются прослой песков.

Еще западнее, в Крымском и Анапско-Гастогаевском районах, известны как мелководные, так и глубоководные отложения. Первые, распространенные вблизи развития более древних отложений, представлены песчаными раковистыми известняками, среди которых наблюдаются оолитовые и мшанковые известняки; вторые представлены глинами с преслоями мергелей. Вблизи мелководных известковистых отложений в них иногда наблюдаются прослойки песков.

К мелководным отложениям в некоторых районах приурочены залежи гипсов, образовавшихся, по видимому, в лагунах Караганского бассейна.

**Конкский горизонт.** Этот горизонт в Западном Предкавказье, так же как и в других областях, хорошо выделяется обычно лишь в районах, в которых он представлен в мелководной фации. В глубоководной фации его трудно отделить от нижнего сармата, так как он литологически от него не отличим, а палеонтологически обычно очень плохо охарактеризован конхилиофауной. Однако при микропалеонтологических исследованиях его часто удается выделить, например в Кудакинском и других районах. Так, в этом районе в нижней части слоев, относимых к нижнему сармату, была обнаружена фауна фораминифер, резко отличающаяся от типичной нижнесарматской фауны и вполне сходная с той, которая была обнаружена в заведомо конкских отложениях. Эта фауна в указанном районе состояла из следующих форм: *Articulina* aff. *gibbosa* d'Orb., *A. elongata* Ka rger var. *konkensis* Bog d., *Elphidium kudakensis* Bog d., *Bulimina* sp., *Bolivina* sp. и др. Вывод о конкском возрасте слоев, в которых она была обнаружена, вполне подтверждается находками при микропалеонтологических исследованиях раковин *Spirialis* и обломков морских ежей.

Что же касается мелководных фаций конкского горизонта, то они сохранились в очень небольшом количестве районов. Так, они известны в бассейнах рр. Курджипса и Белой, а также в Анапско-Гастогаевском районе. Представлены они в первом районе раковинными известняками, а во втором — ракушничково-песчано-глинистой толщей, мощностью 12 м.

Распределение мелководных и глубоководных фаций конкского горизонта в Западном Предкавказье аналогично таковому других среднемиоценовых горизонтов, а именно: мелководные фации встречаются лишь вблизи выходов более древних отложений, а глубоководные несколько севернее.

На Таманском полуострове конкский горизонт, как и другие среднемиоценовые образования, представлен в глинистой, глубоководной фации. Мощность его там равна 10 м, причем он достаточно отчетливо охарактеризован конхилиофауной, из которой там были встречены такие характерные для этого горизонта формы, как *Ervilia trigonula* Sok. и *Spirialis* sp.

## Верхнемиоценовые отложения Центрального и Западного Кавказа

### Сармат

Сарматский бассейн протягивался с северо-запада на юго-восток через все Предкавказье, выходя на западе и на востоке за его пределы. Северная граница его проходит несколько севернее лимана Маныч-Гудило, вдоль южного склона Ергеней, затем поворачивает к северо-востоку — по направлению к устью р. Волги. Южная граница проходит в области предгорий, на востоке же довольно далеко заходит в область Черных гор.

Сарматский бассейн не имел связи с океаном, о чем свидетельствует характер фауны моллюсков (607). Эта фауна, отличающаяся богатством видов и бедностью родов, состоит из трех групп: 1) немногочисленные средиземноморские виды; 2) виды, образовавшиеся в конкский век; 3) преобладающие собственно сарматские виды (представители родов *Trochus*, *Vaccinum*, *Hydrobia*, *Cardium*, *Macra* и др.). Они появляются в нижнесарматское время, достигают большого развития в среднем сармате и, в связи с сильным опреснением бассейна, почти все вымирают в начале верхнего сармата, за исключением некоторых видов мактр.

Соленость сарматского моря была, повидимому, несколько меньше солености современного Черного моря, причем она была неодинакова в различных его частях. Некоторые типы глубоководных сарматских осадков (грозненские слои) образовались, повидимому, в условиях зарат-ния глубин сероводородом. Вместе с тем распределение мелководных фаций в некоторых случаях указывает на существование течений.

Климат был теплым на западе и на юге (находки лавра и магнолии в Закавказье) и несколько более холодным на северо-востоке, где к концу сарматского века господствовали степные условия (находки гиппарионовой фауны, 607).

Основные этапы истории сарматского бассейна таковы. В начале нижнесарматского века прекращается связь с открытым морем и образуется обширное озеро-море. В нижнесарматское время происходили лишь слабые орогенические движения. Вдоль берегов бассейна располагались сравнительно узкие полосы мелководных отложений (пески, песчаники, известняки, реже — глины), которые с удалением от берега сменялись глинами с прослоями песков и иногда ракушечников, а затем — более глубоководными глинами с тонкими прослоями плотных мергелей.

В начале среднесарматского века происходят некоторые изменения очертаний бассейна в связи с орогеническими процессами, но в области Предкавказья значительного изменения в распределении фаций не наблюдается. Здесь на значительной площади в это время отлагались сравнительно глубоководные осадки — так называемые криптомактровые слои (глины с тонкими прослоями плотных мергелей). Известны и более мелководные фации криптомактровых слоев (глины с прослоями песков и песчаников и др.).

Во второй половине среднесарматского века начинаются сильные орогенические движения, вызвавшие поднятия в области Ставропольской возвышенности и широкое развитие здесь мелководных отложений, а с другой стороны, на западе и на востоке (Терская нефтеносная область) к этому времени, повидимому, отлагались глубоководные глины, очень бедные фауной, типа так называемой грозненской свиты. Мелководные отложения среднего сармата; представленные песками, песчаниками, известняками (с подчиненными прослоями глин и мергелей), характеризуются многочисленной и своеобразной фауной.

Усиление орогенических процессов в начале верхнесарматского века приводит к резкому сокращению площади бассейна и опреснению его вод. В области Центрального Предкавказья (Ставрополье) дальнейшее продвижение к северу береговой линии и мелководных фаций приводит к образованию двух бассейнов — западного (Кубанского) и восточного (Терского), соединенных мелководным проливом. Однако положение северной береговой линии при этом мало изменилось, что, вероятно, связано с дальнейшим развитием тектонических ванн, поглощавших избыток воды. Местами мелководные верхнесарматские отложения залегают на



размытых среднесарматских слоях. Мелководные отложения нижней половины верхнего сармата характеризуются преобладанием песков и конгломератов, а во второй половине получают большое значение известняки, наряду с песками и песчаниками. Глубоководные отложения представлены глинами.

Мощности нижнесарматских отложений в области Предкавказья изменяются в пределах от 50 до 300 м, причем наиболее интенсивное осадконакопление происходило на востоке, в сравнительно неширокой полосе, в небольшом расстоянии от южной береговой линии. Мощности среднего сармата изменяются в пределах от 100 до 800 м. Вдоль южного берега восточного бассейна здесь намечается уже довольно широкая тектоническая ванна с двумя максимальными прогибами — в Датыхском районе и к югу от г. Махачкала. Мощности верхнего сармата изменяются в пределах от 50 до 900 м. Для восточного бассейна происходит дальнейшее расширение и углубление тектонической ванны, причем ось последней несколько перемещается к северу (рис. 15).

Ниже приводится описание различных фаций и характерных разрезов сарматских отложений.

В пределах Таманского полуострова все отделы сармата представлены глубоководной фацией. Нижний сармат выражен темными глинами с тонкими прослоями мергелей. В нижней части из фауны присутствует преимущественно *Syndesmya reflexa* Eichw., в верхней: *Tapes vitalianus* d'Orb., *Ervilia dissita* Eichw., *Maetra eichwaldi* Lask., *M. andrussovi* Koles. и др. Общая мощность нижнего сармата около 90 м. Средний сармат выражен (разрез горы Зеленского и др.) мощной (до 200 м) толщей зеленовато-серых известковистых глин с тонкими и редкими прослоями мергелей. Фауна этой толщи состоит, главным образом, из *Cryptomactra pes-anseris* Mayer и *Cardium barboti* R. Högn. Лишь в самых верхах толщи появляются элементы типичной среднесарматской фауны (*Maetra* cf. *vitalina* d'Orb. и др.). Нижняя часть верхнего сармата выражена голубовато-серыми известковистыми глинами, содержащими в нижней части прослой так называемых «червячковых» мергелей. Последние представляют собой грязножелтые мелкопористые доломитизированные мергели, в которых содержится большое количество мелких, тонких трубочек, повидимому органического происхождения. В указанной свите были найдены лишь ядра *Cardium* и *Maetra naviculata* Vailly. Мощность нижней части не превышает 100 м. Верхняя часть верхнего сармата представлена серыми и зеленовато-серыми глинами с редкими тонкими прослоями мергелей. В глинах встречены редкие рыбные остатки, местами диатомей, а в мергелях изредка, раздавленные раковины *Maetra caspia* Eichw. Мощность верхней части 150—160 м (607).

В Анапском районе имеются признаки береговой линии. Здесь нижний сармат представлен известняками-ракушечниками и песчанистыми известняками с тонкими прослоями глин. Фауна следующая: *Cardium lithopodolicum* Dub., *C. vindobonense* Lask., *Ervilia dissita* Eichw., *E. trigonula* Sok., *Maetra eichwaldi* Lask., *Modiola incrassata* d'Orb., *M. sarmatica* Gat. Для среднего сармата в Анапском районе намечается переход глинистой толщи в толщу известняков с мелководными формами: *Cardium fittoni* d'Orb., *Tapes gregarius* Part., *T. vitalianus* d'Orb., *Maetra vitaliana* d'Orb., *M. fabreana* d'Orb. и др. Мощность толщи известняков до 60 м. Верхний сармат представлен серыми песчанистыми оолитовыми известняками с *Maetra caspia* Eichw., с прослоями конгломератовидных известняков-ракушечников и детритусовых известняков (607).

В области Предкавказья в нижнесарматское время также отлагались преимущественно глубоководные глины с тонкими прослоями мергелей. Площади их распространения были окаймлены сравнительно узкими полосами мелководных отложений. Последние большей частью развиты и сохранились лишь в немногих пунктах: в Западном Предкавказье — по г. Псебепису, у станций Нижнебаканской, Хадзыжинской, Тульской и др. Они представлены известняками, песчаниками, песками и песчанистыми глинами.

В Центральном Предкавказье обнажения мелководных нижнесарматских отложений имеются по долинам рр. Урупа, Б. Зеленчука и в бассейне р. Невинки (горы Каменная и Дубровая). В последнем пункте нижнесарматские отложения представлены (607) в нижней части серыми тонкослоистыми песчанистыми глинами с *Trochus*, *Nassa*, *Cardium*, *Syndesmya*, *Ervilia*, *Mastra*. Выше залегают пески с прослоями песчаников, раковинных известняков и рыхлых ракушечников с фауной *Trochus* sp., *Hydrobia* sp., *Bulla* sp., *Cardium ruthenicum* Lask., *C. vindobonense* Lask., *C. kasinkense* Koles., *C. lithopodolicum* Dub., *Tapes vitalianus* d'Orb., *T. aksajicus* Bog., *Donax dentiger* Eichw., *Solen subfragilis* M. Hörn., *Syndesmya reflexa* Eichw., *Ervilia dissita* Eichw., *E. trigonula* Sok., *Modiola* sp. Мощность нижнего сармата здесь точно не установлена, но превышает 40 м.

Восточнее, между рр. Нальчиком и Камбилеевкой, нижний сармат выражен уже иной фацией — темносерыми известковистыми глинами, частью песчанистыми, в которых местами встречаются прослой глинистых песков и глинистых ракушечников с фауной эрвиллий и др.

В восточном Предкавказье, в районе Черных гор и Передовых хребтов, мелководные фации нижнего сармата не сохранились.

Мелководные отложения нижнего сармата развиты узкой полосой также вдоль северной границы бассейна. Их обнажения имеются на вершинах гряд Шарет-Толга, Хонр-Толга и др. Они представлены чередованием слоев известняка, песка, песчаника и глины. В известняках найдены *Cardium sarmaticum* Varg., *Mastra* и *Trochus* (1174).

В центральной части бассейна в Западном и Центральном Предкавказье и почти на всей площади Восточного Предкавказья развита глубоководная фация темносерых и буроватых глин с тонкими прослоями мергелей. Обнажения их довольно многочисленны по речкам и балкам Ставропольского плато и в районе Передовых хребтов. Большей частью удается подразделить их на два горизонта: нижний с *Syndesmya reflexa* Eichw. и верхний с *Mastra eichwaldi* Lask. (более часто, чем эта последняя форма, встречается *Mastra andrussovi* Koles.), причем наиболее четко это подразделение можно провести в области Восточного Предкавказья.

В районе г. Ставрополя и его окрестностей общая мощность нижнего сармата составляет 60—70 м. В восточной части Ставрополья (к востоку от р. Калауса) она достигает 100—150 м.

В Восточном Предкавказье нижняя часть нижнего сармата — слой с *Syndesmya reflexa* Eichw. — выражена (1200) темносерыми известковистыми тонкослоистыми глинами с частыми прослоями буровато-серых твердых мергелей. В Черных горах мощность синдесмиевых слоев достигает 125—190 м. По направлению к северу она сильно уменьшается: в Сунженском хребте до 25—30 м, в Терском хребте до 15—20 м. В синдесмиевых слоях здесь присутствуют *Syndesmya reflexa* Eichw., *Serpula*, *Pectinariopsis*, рыбные и растительные остатки. Верхняя часть нижнего



сармата' — слои с *Maetra eichwaldi* Lask. — представлена серыми и темносерыми известковистыми слоистыми глинами с прослоями не особенно твердых слоистых мергелей. Мощность верхней части в Черных горах составляет 150—180 м, в Сунженском хребте уменьшается до 60 м, в Терском — до 25 м. В верхнем горизонте присутствуют *Trochus sarmates* Eichw., *Trochus* sp., *Cerithium* sp., *Bulla* sp., *Cardium gatuevi* Koles., *C. lithopodolicum* Dub., *C. cf. praeplicatum* Hilb., *C. bazarunasi* Koles., *C. barboti* R. Hoern., *C. plicatofittoni* Sinz., *C. protractum* Eichw., *C. subfittoni* Andruss., *Maetra eichwaldi* Lask., *M. andrussovi* Koles., *Maetra* sp., *Cryptomaetra pseudotellina* Andruss., *Modiola* sp., *Serpula* sp., *Pectinariopsis*, рыбные и растительные остатки. Микрофауна приурочена, главным образом, к нижней части нижнего сармата и представлена преимущественно фораминиферами; остракоды встречаются редко.

Глубоководные отложения нижнего сармата связаны с мелководными постепенными переходами. Переходные фации, представленные в основном глинами с прослоями песков, имеются, например, в обнажениях в районе сел. Сергиевского и Новоселицкого (Центральное Предкавказье), а также вскрыты скважинами в сел. Янушевке (северная часть Ставрополя), в районе с. Горькая Балка и др.

Средний сармат в Западном Предкавказье представлен, главным образом, глинами. Более грубозернистые отложения сохранились только на юге в виде обособленных участков (гора Ханчутка, хутора Школьные, станица Нижне-Баканская). Здесь развиты детритусовые, оолитовые и песчаные известняки, иногда переходящие в известковистые песчаники.

Криптомактровые слои представлены глинами с прослоями мергелей. В верхней части глины появляются прослойки песков и песчаников. Здесь к обычной криптомактровой фауне присоединяется значительное количество среднесарматских мелководных форм (*Maetra fabreana* d'Orb., *Cardium fittoni* d'Orb.). Местами (Кесслеровский район) наблюдается переслаивание криптомактровых глин с песчаниками, содержащими мелководную фауну. Общая мощность среднего сармата в Западном Предкавказье точно не установлена. Мощность криптомактровых слоев колеблется от 60 до 160 м (607).

В Центральном Предкавказье, в западной части Ставрополя, криптомактровые слои имеют мощность до 70—80 м и разделяются на три части. Внизу обычно находится пачка плитчатых мергелей (3—8 м), переходящих в песчаники, с тонкими прослоями известковистых глин. В нижней части этой пачки, наряду со среднесарматскими формами (*Trochus urupensis* Usp., *Maetra urupica* Dan. и др.), присутствуют и нижнесарматские формы *Trochus praefeneaneanus* Koles., *Ervilia dissita* Eichw., *Maetra andrussovi* Koles. и др.

Средняя часть представлена темносерыми и синевато-серыми известковистыми глинами с прослоями крепких, часто ноздреватых мергелей. Мощность этой части равняется 40—60 м. Здесь присутствует фауна *Trochus urupensis* Usp., *Nassa akburunensis* Andruss., *N. leiocochla* Andruss., *N. scalaris* Andruss., *Cardium subfittoni* Andruss., *Maetra andrussovi* Koles., *Cryptomaetra pes-anseris* Mayer, *Cr. pseudotellina* Andruss. и др.

Верхняя часть представлена темносерыми песчанстыми глинами с редкими прослоями мергелей. Здесь к криптомактровой фауне в большом количестве присоединяются *Trochus stavoropolitanus* Kudr., *Tr. tsche-*

*brikenis* У с р., *Tapes naviculatus* A n d r u s s.; реже встречаются представители типичной среднесарматской фауны (*Cardium fittoni* d'O r b., *Maetra fabreana* d'O r b. и др.), а также обломки мшанок и представители фауны, характерной для мшанковых образований (607).

Криптомактровые слои выходят на поверхность на значительной площади в районах Старомарьевском, Спицевском, Ворошиловском и др. Указанный выше характер они сохраняют повсюду в Ставрополе, за исключением юго-восточной части — района верховьев р. Калауса и рр. Томузловки и Сабли (Александровский и частью Новоселицкий районы). Здесь в толще глин появляются прослои песчаников и песков, достигающих значительного развития. Обнажения криптомактровых песчаников и песков имеются в районе с. Дубовского и хут. Грачевского. Мощность криптомактровых слоев в районе рр. Томузловки и Сабли составляет 70—115 м. Появление песчаной фации в районе сел. Дубовского и Новоселецкого следует отнести за счет местного источника сноса, возможно в связи с уже начавшимися в данном районе поднятиями, приведенными далее к образованию Ставропольского плато. К югу, северу и северо-востоку от р. Томузловки криптомактровые слои, по данным скважин, приобретают постепенно глинистый характер (С. М. Ильинский, 1941 г.). Еще далее к северу, в районе Южных Ергеней, криптомактровые отложения представлены более мелководной фацией. Они были обнаружены здесь мелким бурением (1174) и выражены серыми песчанистыми глинами с прослоями детритуса и ракушечного песчаника.

Отложения среднего сармата с типичной фауной выходят на поверхность на большой площади в Центральном Предкавказье, слагая к западу от р. Калауса все Ставропольское плато. С северо-запада они окаймляются полосой среднесарматских мшанковых рифов. На криптомактровые глины налегают оливково-серые и зеленовато-желтые тонкослоистые песчанистые глины с тонкими прослоями песка и волноприбойными знаками, которые выше сменяются толщей мелко- или тонкозернистых кварцевых песков. Песчаной толще подчинены пласты раковинных известняков и песчаников. Кроме того, присутствуют линзы и тонкие прослои зеленоватых глин, число и мощность которых книзу постепенно увеличиваются. Пласты и линзы раковинных, детритусовых, реже оолитовых известняков обычно располагаются в верхней части разреза и принимают участие в моделировке рельефа. В известняках и песчаниках встречена обильная фауна плохой сохранности: *Hydrobia*, *Bulla*, *Cardium fittoni* d'O r b., *C. michailovi* T o u l a, *Maetra fabreana* d'O r b. и др. Фауна хорошей сохранности приурочена к рыхлым детритусовым прослоям и линзам. В нижней части толщи наблюдается примесь криптомактровых форм. Мощность толщи с типичной фауной 40—60 м, местами достигает 80 м.

Между г. Армавиром и с. Терновкой — на границе области мелководных отложений — располагается широкой полосой фация песков с серпулево-мшанковыми рифовыми известняками. Глыбы известняков залегают в песках и состоят, главным образом, из серпул; собственно мшанковые известняки образуют покров на серпулевых известняках. Присутствует также многочисленная фауна моллюсков, причем некоторые формы свойственны только этой фации (*Trochus blainvillei* d'O r b., *Cardium laevigatoloweni* K o l e s., *C. inflatum* S i n z., *Maetra tapesoides* S i n z. и др.).

К востоку от р. Калауса, в бассейне р. Томузловки, в составе пород среднего сармата большую роль играют песчаники, местами переходящие в мелкогалечниковые конгломераты. Еще восточнее отложения среднего сармата с типичной фауной начинают фациально изменяться в сторону

увеличения глинистости, однако, вследствие постепенного погружения в этом же направлении и перекрытия более молодыми образованиями, они здесь еще недостаточно разведаны.

К северо-востоку наблюдается частичный размыв этих отложений и вместе с тем появляются признаки, указывающие на приближение береговой линии. Так, в районе сел. Ипатовское — Петровское — Рагули средний сармат выражен ракушниками, песками с прослоями детритуса, галечниками, глинами и мергелями. Мощность среднего сармата с типичной фауной здесь не превышает 30 м. Севернее, в районе Ергеней, указаний на присутствие верхней части среднего сармата не имеется: эти отложения или размывы (галечник-конгломерат в основании верхнего сармата) или совершенно отсутствовали.

Мелководные отложения среднего сармата развиты узкой полосой и к юго-востоку от Ставропольского плато. Небольшие выходы среднесарматских песков имеются на склонах горы Кыз-бурун (между рр. Малкой и Баксаном). Восточнее, по р. Аргудану, мощность среднего сармата (в целом) достигает 130 м. Здесь он представлен глинами и рыхлыми песчаниками с прослоями глинистого ракушечника. В верхних горизонтах присутствует многочисленная типичная фауна среднего сармата, ниже появляется *Cryptomactra pes-anseris* М а у е г (15).

К северу отсюда, в районе села Горькой Балки, разведочными скважинами Грознефти среднесарматские отложения были встречены на глубине около 650 м, где они представлены глинами с прослоями песков.

Далее к востоку, по р. Камбилеевке, средний сармат сложен (855) конгломератами из осадочных пород, рыхлыми песчаниками, песчанистыми глинами и ракушниками. Фауна: *Nassa duplicata* S o w., *Cardium* sp., *Tapes gregarius* Part., *Mactra* sp., и др. По р. Сунже средний сармат имеет тот же состав, за исключением конгломератов. К востоку от р. Ассы в среднем сармате обособляются два горизонта: верхний — глины с *Hydrobia* и нижний — криптомактровые слои. Верхний горизонт выражен темносерыми и буровато-серыми известковистыми глинами. В глинах встречаются многочисленные *Hydrobia* и рыбные остатки, реже *Ostracoda*.

К востоку от р. Хулхулау глины с *Hydrobia* переходят в так называемую грозненскую свиту — буровато-серые известковистые или слабо известковистые тонкослоистые глины, в нижней части которых имеются прослои твердых глинистых мергелей. Верхняя часть грозненской свиты, возможно, относится к верхнему сармату. Грозненская свита очень бедна фауной. Кроме рыбных остатков и редких *Ostracoda*, здесь изредка встречаются мактры (*Mactra modesta* Zhizh., *M. timida* Zhizh. и др.). Грозненская свита развита и к северу от Черных гор в районе Передовых хребтов, где имеются многочисленные их обнажения. Мощность верхней части среднего сармата в районе Черных гор достигает 130—400 м, в районе Передовых хребтов 60—110 м, местами больше.

Криптомактровые слои в Восточном Предкавказье представлены светлосерыми и пепельно-серыми сильно известковистыми глинами с тонкими прослоями серых и буроватых крепких мергелей. В западной части Черных гор и на западном окончании Сунженского хребта в нижней части криптомактровых слоев, кроме мергелей, присутствуют прослои тонкозернистых илестых известковистых песчаников. Мощность криптомактровых слоев уменьшается с юга на север: в районе Черных гор она равна 175—400 м, в районе Передовых хребтов 70—100 м. В глинах присутствует многочисленная макрофауна обычного типа. Микрофауна представлена

преимущественно фораминиферами, из которых преобладают миллиолы (1200)

На обширном пространстве Затеречной равнины среднесарматские отложения залегают на значительной глубине под покровом более молодых образований и еще не изучены. Следует полагать, что они представлены здесь в основном глубоководной глинистой фацией.

Верхнесарматские отложения в области Западного Предкавказья присутствуют по среднему течению р. Исебенса. Здесь распространены мелководные отложения нижней части верхнего сармата, представленные песчаниками и глинами с прослоями песков. В песчаниках и глинах встречаются мелкие *Mastra*, растительные и рыбные остатки. Более глубоководные отложения нижнего отдела, как и на Тамани, выражены глинами с прослоями «червячковых» мергелей. Верхняя же часть верхнего сармата представлена детритусовыми ноздреватыми известняками, переслаивающимися с известковистыми песчаниками. К северу известняки постепенно переходят в темные слоистые глины с редкими прослоями рыхлых ракушечников и песчанков. Далее на восток мелководные отложения верхнего сармата на значительном протяжении, повидимому, размыты.

В Калужском и Халыжинском районах верхнесарматские отложения выражены преимущественно глинами. Восточнее, в Майкопском районе, верхний сармат представлен местами глинами с прослоями глинистого песка и мягкого мергеля, местами — песчанистыми ракушечниками и известковистыми песчаниками; имеются прослои конгломератов.

В области Центрального Предкавказья в верхнесарматский век существовал далеко выдающийся к северу полуостров, окаймлявшийся мелководными отложениями. В окрестностях г. Армавира нижний отдел верхнего сармата представлен диагонально-слоистыми песками с многочисленными *Mastra naviculata* Vaily и *Viviparus*; изредка встречаются среднесарматские формы — *Cardium fittoni* d'Ogb. и др., а также пресноводные и наземные формы. Пески залегают на размытых среднесарматских слоях и покрываются тонкослоистыми гипсоносными глинами с остатками камыша, над которыми залегают осадки верхнего отдела верхнего сармата, представленные песками и глинами с прослоями рыхлого ракушечника из *Mastra crassicolis* Sinz., реже — *Mastra bulgarica* Toula, *M. naliuktini* Koles., *M. naviculata* Vaily. Мощность нижнего отдела верхнего сармата здесь около 16 м, верхнего до 44 м. К северо-западу мощность верхнего отдела уменьшается до 17 м, причем вышеуказанные отложения замещаются светлосерыми глинами с прослоями раковинных известняков.

К северо-востоку отсюда наблюдаются две полосы галечников, окаймляющие Ставропольскую возвышенность с запада и востока. Западная полоса прослеживается между станицами Косякинской, Каменнобродской и Новотроицкой. Здесь развиты галечники и конгломераты с галькой осадочных пород, с линзобразными прослоями глин. Из фауны присутствуют *Viviparus*, *Unio*, обломки *Tapes naviculatus* Andrusz. Мощность указанных отложений, относящихся к нижней части верхнего сармата, колеблется от 1 до 10 м. Восточная полоса — в районе Бешпагирского плато — представлена переслаиванием галечников и конгломератов с грубозернистыми диагонально-слоистыми песками и песчаниками, с раковинами *Mastra naviculata* Vaily, *M. caspia* Eichw., а также *Cardium fittoni* d'Ogb., *Viviparus* и *Planorbis*. Мощность этих отложений достигает 21 м.

В северной части Центрального Предкавказья — в районе сел. Рагули, Дивное, Ипатовское и др. — верхнесарматские отложения, повиди-

тому, размыты последующими трансгрессиями (понта и каспийскими).

К востоку от р. Калауса верхнесарматские отложения имеют широкое поверхностное распространение, слагая восточную часть Ставропольской возвышенности. По левобережью р. Калауса небольшой участок верхнесарматских отложений сохранился на Константиновском плато. Нижняя часть верхнего сармата в восточной части Ставрополя представлена песками с небольшими прослоями глин, а местами — пресноводных мергелей. Фауна: *Maetra naviculata* Vailly и *M. praecaspia* Koles. Верхняя часть представлена песками с прослоями песчаников и раковинных известняков, иногда конгломератов, причем раковинные известняки обычно располагаются в верхней части разреза. Присутствует фауна: *Maetra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toulal, *M. crassicollis* Sinz., *M. naliivkini* Koles., реже — *Solen*. Общая мощность верхнего сармата здесь 30—40 м, в восточном направлении она увеличивается, причем наблюдается постепенный переход в глинистую фацию (по данным скважин), но залегающие в кровле известняки выдерживаются на большом протяжении (С. М. Ильинский, 1941 и 1942 гг.).

К северу верхнесарматские отложения прослеживаются в Прикаспии. Они распространены до с. Чолон-Хамура и представлены мелководными отложениями — известняками-ракушечниками, песчаниками, песками, галечниками, конгломератами и глинами. Мощность верхнего сармата около 45 м. Верхнесарматские отложения в Прикаспии залегают трансгрессивно (1174).

К юго-востоку от Ставропольского плато, в области предгорной полосы, присутствуют мелководные фации верхнего сармата, которые далее к востоку замещаются более глубоководными. На горе Куба-тапа имеются выходы рыхлых песчаников с многочисленными отпечатками тонкостенных мактр: *Maetra naviculata* Vailly и др. Между рр. Урухом и Нальчином присутствуют диагонально-слоистые песчаники с прослоями ракушечника с *Unio*, *Viviparus*, *Melanopsis*, *Solen*, *Maetra naviculata* Vailly и др., относящиеся к нижнему отделу верхнего сармата, верхний же отдел представлен глинами с прослоями песчаников с *Maetra caspia* Eichw. (15).

В районе Черных гор и Передовых хребтов нижняя часть верхнего сармата представлена толщей буровато-серых и зеленоватых слоистых слабо известковистых глин с редкими непостоянными прослоями песков и с редкой фауной мактр. Верхняя часть представлена песчаниками, глинами и известняками-ракушечниками с *Maetra caspia* Eichw. В области Черных гор, на р. Сунже и к западу от нее, оба отдела верхнего сармата представлены конгломератами из гальки осадочных пород. Мощность верхнего сармата, в районе Черных гор достигающая 450—650 м, по направлению к северу убывает: в районе Сунженского хребта 370—450 м, в Терском хребте 200—250 м. В верхнем сармате Терской нефтеносной области отмечается присутствие следующей фауны: *Viviparus*, *Helix*, *Unio*, *Maetra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toulal, *M. naliivkini* Koles., *M. caucasica* Zhizh., *M. firma* Zhizh. Микрофауна присутствует в незначительном количестве (1200).

В пределах обширной Затеречной равнины верхний сармат еще недостаточно разведан. Он залегает здесь на большой глубине и был вскрыт лишь в немногих пунктах.

В районе с. Горькая Балка, по данным разведочных скважин Грознефти, верхняя часть его представлена известняком-ракушечником, под

которым залегают глины с прослоями песка. Нижняя часть выражена серыми песками с прослоями глин.

### Мэотис

В области Предкавказья Мэотический бассейн разделялся на две части — западную и восточную, соединявшиеся между собою нешироким Ставропольским проливом. Северная граница бассейна протягивалась в направлении с северо-запада на юго-восток, проходя немного севернее лимана Маныч-Гудило и далее вдоль южного склона Ергеней по направлению к устью р. Кумы. Севернее нижнего течения р. Кумы Мэотическое море, повидимому, не распространялось (скважина в районе Гайдукских степеней). По сравнению с Сарматским бассейном площадь Мэотического значительно сокращается.

В начале мэотического века произошло восстановление связи замкнутого Сарматского моря с Тетисом. В начальный период своего существования Мэотический бассейн имел небольшие размеры и был еще сильно опреснен (вследствие опресняющего влияния реликтовых верхнесарматских водоемов). Фауна его на этом этапе состоит лишь из мшанов (*Membranipora*) и гидробий. На востоке присутствуют раковины *Helix*, сплывшиеся с кавказского берега. Второй этап характеризуется резким увеличением количества мигрировавших видов (*Trochus*, *Nassa*, *Potamides*, *Cerithium*, *Mohrensternia*, *Syndesmya*, *Ervilia*, *Dosinia*, *Tapes*, *Venerupis*, *Cardium*, *Lucina*, *Modiola*, *Congeria* и др.), значительным развитием трансгрессии и увеличением солености. Третий и последний этап жизни Мэотического моря характеризуется снова значительным опреснением (влияние рек), вымиранием многих видов и развитием конгерий (*Congeria subnovorossica* Ossaul., *C. panticaeae* Andruss.). Указанные этапы развития Мэотического моря положены в основу стратиграфической схемы, согласно которой в мэотических отложениях выделяются три горизонта.

Климат, господствовавший в мэотический век, был, повидимому, теплым и довольно влажным, на что указывает присутствие церит и развитие оолитовых известняков.

В самом начале мэотического века происходили сильные орогенические движения, приведшие к поднятиям в области Кавказа и обусловившие восстановление связи морского бассейна с океаном. В среднемэотическое время происходили более слабые движения, а в верхнемэотическое время сколько-нибудь значительных движений не отмечается.

Мощности мэотических отложений колеблются в пределах от 50 до 200 м, и только в южной части восточного бассейна, где находился, повидимому, неустойчивый участок дна, в непосредственной близости от береговой линии, происходит сильное возрастание мощностей — до 1000—1300 м (между рр. Аргуном и Сулаком).

Описание различных фаций мэотических отложений дается ниже по отдельным областям (Таманский полуостров, Западное, Центральное и Восточное Предкавказье).

На Таманском полуострове к нижнему отделу мэотиса относится толща, до 50 м мощностью, глин с *Spirorbis*, рыбными остатками, с включениями рыхлого ноздреватого известняка с мшанками и *Serpula*. В кровле этой толщи залегают рифовые мембранипоровые известняки.

Средний отдел мэотиса представлен толщей (120 м) известковистых глин с прослоями серых песчанистых глин и известняков-раковинистых.

Присутствует многочисленная фауна: *Neritina* sp., *Hydrobia* sp., *Mohrensternia* sp., *Arca* sp., *Cardium* cf. *mithridatis* Andruss., *Venerupis abichi* Andruss., *Syndesmya tellinoides* Sinz., *Ervilia minuta* Sinz., *Modiola* sp., *Congeria panticapaea* Andruss. Верхний отдел мэотиса представлен толщей, около 40 м, песчаных слоистых глин с прослоями песка и известняка-ракушечника. Фауна: *Hydrobia panticapaea* Andruss., *Mohrensternia subinflata* Andruss., *Cardium* sp., *Syndesmya tellinoides* Sinz., *Congeria* cf. *novorossica* Sinz. (*C. subnovorossica* Ossaul.), *C. panticapaea* Andruss. Характерно преобладание конгерий (607).

В Анапском районе отмечается присутствие среднего и верхнего отделов мэотиса; они представлены здесь мелководно-прибрежными отложениями (различными известняками) и залегают трансгрессивно на разных горизонтах третичных отложений.

В Западном Предкавказье в наиболее южных выходах мелководные мэотические осадки залегают трансгрессивно на более древних отложениях. В районе станицы Гладковской они представлены детритусовыми, раковинными, мшанковыми и спирорбисовыми известняками, известковистыми песчаниками, реже — глинами. Местами встречаются прослой конгломерата. В основании мэотических слоев здесь залегают горизонт мембранипоровых известняков. Общая мощность мэотиса здесь 200 м причем присутствуют все три его отдела (607). В северном направлении мэотические слои (по данным буровых скважин) переходят в более глубоководную фацию — глины с прослоями песков.

Далее на восток выходят на поверхность преимущественно средне-мэотические слои, представленные, главным образом, раковинными, часто песчанстыми известняками. К востоку от Смоленского района в составе пород среднего мэотиса начинают участвовать также песчанстые глины и конгломераты. Верхнемэотические отложения к востоку от района станицы Гладковской сохранились очень плохо, за исключением Хадыжинского района, где верхний отдел мэотиса сложен песками, песчаниками и конгломератами с бедной фауной: *Neritina*, *Melanopsis*, *Congeria subnovorossica* Ossaul. Мощность его здесь 70—80 м (607).

Западное (Кубанское) поле распространения мэотических отложений с юго-востока окаймляется довольно широкой полосой континентальных образований. В Майкопском районе на верхний сармат налегает так называемая «песчано-охристая» толща, состоящая из мощных пластов песчаников, песков, галечников и конгломератов, с более тонкими прослоями светлосерых глин и мергелей, условно относимая к нижнему мэотису. К северу от гг. Майкопа и Армавира, по данным скважин и редких обнажений, мэотис представлен континентально-лагунными глинами и песками, которые еще далее к северу переходят в морские глины с прослоями песков.

В Центральном Предкавказье, в области Ставропольского пролива, мэотические отложения уцелели от размыва лишь в восточной части последнего — в Арзгирском и Левокумском районах, где они были вскрыты за последние годы многими скважинами. Поверхностных выходов мэотиса здесь нет.

В прибрежных областях здесь развиты мелководные осадки: на северо-востоке — известняки (часто оолитовые), с прослоями песчаников, песков, галечников; на юго-западе — глины и известняки (плотные и рыхлые) с прослоями оолитовых известняков-ракушечников, иногда с прослоями галечника-конгломерата. Мощность мелководных отложений местами достигает 100 м. В центральной части пролива развиты сравнительно более

глубоководные осадки, представленные глинами светлоголубовато-серыми и зеленоватыми, сильно известковистыми, неяснослоистыми, местами переходящими в неплотный мергель или землистый известняк, с редкими непостоянными прослоями глинистого песка и песчаника. В нижней части толщи непостоянные прослои довольно рыхлого, иногда оолитового известняка и известковистого песчаника. Мощность более глубоководных отложений мэотиса составляет 80 м. В разрезах некоторых скважин удается выделить (С. М. Ильинский) три горизонта мэотических отложений; верхний горизонт с конгерниями, средний — с *Dosinia maecotica* Andrus, и нижний — с прослоями песчаника и оолитового известняка, заключающего местами включения гальки.

Восточное (Терское) поле распространения мэотических отложений ограничивается на юго-западе широкой полосой континентальных и континентально-лагунных образований. В Черных горах — в бассейне р. Ассы и к западу от нее — вся мэотическая толща переходит в галечниковый конгломерат с прослоями и линзами глин, песчаников и мягких мергелей. Несколькo раз, особенно, на западном окончании Малокабардинского хребта, под толщей галечников с прослоями туфогенных песчаников и оливковых глин с *Helix*, соответствующей апшерону и акчагылу, залегает мощная очень однообразная толща желтоватых и синеватых бесструктурных глин с пластами грязносерого песка и мелкого конгломерата. Эта толща согласно залегает на верхнем сармате и имеет видимую мощность до 1000 м. Эту толщу или, по крайней мере, ее нижнюю часть, можно считать континентальной фацией мэотиса. Та же фация наблюдается в районе сел. Яндырка и Назран.

К востоку от р. Ассы в области Черных гор и Передовых хребтов широкой полосой развиты мелководные морские фации мэотиса, причем на более западных участках (станция Вознесенская — г. Грозный) в составе мэотических пород преобладающую роль играют глины, пески и песчаники, а восточнее большое значение получают также и известняки. Глубоководные фации мэотиса здесь пока неизвестны, повидимому они находятся на более северных участках и залегают на значительной глубине.

Нижний отдел мэотиса в Восточном Предкавказье представлен пресноводной толщей с *Helix*. Эта толща выражена синевато-серыми и зеленоватыми песчанистыми неслоистыми глинами, содержащими пласты желтых косослоистых песчаников (1200). Мощность свиты колеблется от 290 до 400 м. К северу от Черных гор типичный горизонт с *Helix* отсутствует. Средний мэотис представлен чередованием пластов глины с пластами мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников. Часто встречаются пласты оолитовых известняков и оолитовых песчаников, а также включения млианковых известняков. Мощность среднего мэотиса по р. Сулаку достигает 200 м. Верхний мэотис на р. Сулаке, по данным А. Г. Эберзина, представлен, главным образом, песчанистыми глинами с тонкими прослоями песков, только внизу появляются тонкие прослои песчаников и ракушечников. Фауна: *Cardium* sp., *Syndesmya tellinoides* Sinz., *Ervillea minuta* Sinz., *Congeria panticapaea* Andrus. Мощность верхнего мэотиса около 310 м. Наибольшую мощность мэотис имеет по р. Аксай (до 1000 м, не считая слоев с *Helix*).

К северу от Черных гор наиболее полный разрез мэотиса наблюдается в крыльях Новогрозненской антиклинали по р. Аргуну. Мэотис сложен здесь преимущественно глинами и песчаниками; мощность его около 440 м. Кроме того, палеонтологически охарактеризованные мэотические



отложения встречаются в Гудермесском хребте и по южному склону Терского хребта, между горами Котельникова и Пронина. Выходы пород, условно относимых к мэотису, встречаются и в других пунктах Терского и Сунженского хребтов.

### Плиоценовые отложения Дагестана

Плиоценовые отложения в Дагестане начинаются непосредственно с отложений акчагыльского яруса, трансгрессивно и с резким несогласием перекрывающих все нижележащие осадки, вплоть до юры. Лишь на самом юге Дагестана имеются отложения, подстилающие акчагыл, в виде континентальной подакчагыльской свиты, которая южнее, в области Кусарской наклонной равнины, выражена мощной толщей галечников, являющихся аналогом продуктивной толщи Апшеронского полуострова, надпонтического возраста. Отложения понтического яруса в Дагестане отсутствуют вследствие того, что в это время Дагестан представлял собою сушу, на которой господствовали явления размыва и сноса.

#### Подакчагыльская свита

Эти отложения вскрыты разведочной скважиной на газ у сел. Гильяр на левом берегу р. Самура. Здесь под акчагыльскими глинами, охарактеризованными фаунистически, залегают глины континентального типа, бурые, с красноватым оттенком сильно известковистые, неслоистые, с неправильными известковистыми стяжениями типа журавчиков. Мощность этих глин равняется 91 м. В их основании залегает конгломерат из плохо скатанной гальки, мощностью 9 м, несогласно перекрывающий песчано-глинистую толщу аптекого возраста. По направлению к западу эта глинистая континентальная толща переходит в свиту конгломератов, обнажающихся у сел. Чахча, где они имеют мощность 70—80 м. Еще западнее под горой Калаг мощность конгломератов уменьшается до 11 м.

К югу от р. Самура, в районе Северного Азербайджана, по данным И. Ф. Пустовалова (895, 897), свита этих континентальных галечников, являющихся аналогом продуктивной толщи Апшеронского полуострова, достигает мощности 500 м.

Севернее подакчагыльская свита не наблюдается; повидимому она уничтожена трансгрессией акчагыльского моря.

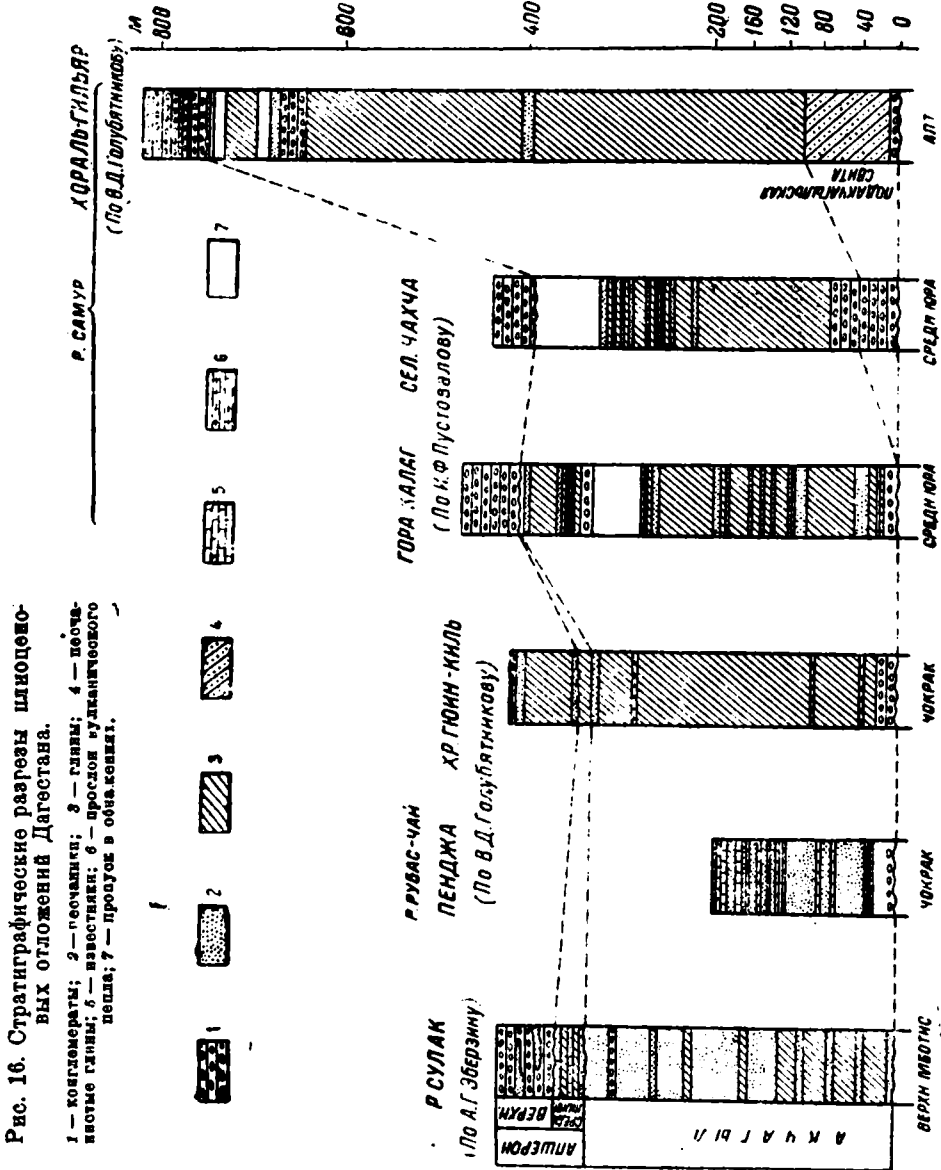
В районе р. Сулака выделенная Н. С. Шатским (1231) под названием «подакчагыльская толща» мощная свита глинистых осадков, условно отнесенная им к акчагылу, на основании фауны, найденной А. Г. Эберзиным (1251) должна быть отнесена к мэотическому ярусу.

#### Акчагыльский ярус

Отложения акчагыльского яруса имеют наибольшее распространение на юге, в Касумкентском районе, где они, несогласно перекрывая все отложения, вплоть до нижней юры, слагают всю область предгорий.

Наиболее полные разрезы акчагыла (рис. 16) можно наблюдать в окрестностях сел. Гильяр, в обрывах левого склона долины р. Самура, по балке Шор-дере, у сел. Куарчаг и Имамкуликент и на левой стороне р. Рубас-чай по склонам горы Шейхей-дар. Во всех указанных пунктах акчагыльские отложения выражены очень однообразной толщей серых, серо-бурых и желто-бурых глин, местами тонко переслаивающихся друг с другом, благодаря чему глины в изломе приобретают полосчатый вид.

Глины — известковистые и песчаные; в некоторых местах песчаность увеличивается, по плоскостям наложения появляются налеты и прослой тонкозернистых серых песков. В верхних слоях разреза по-



являются пачки песков, детритусовых песчаников и детритусовых известняков с галькой, местами переходящих в конгломераты. Эти пачки песчаников и известняков, достигающие 5—7 м мощности, довольно постоянны по простираению и протягиваются на значительные расстояния в виде определенной свиты. Отдельные прослой глины богаты акчагыльской фауной, которая обычно на крутых и выветрелых склонах дает

обильные вышкы. Для Южного Дагестана фауна акчагыла обработана преимущественно Н. Ю. Успенской (1155). Среди комплекса акчагыльской фауны определены следующие формы: *Cardium dombra* Andr., *C. praeintermedium* Ebers., *C. radiiferum* Andr., *C. elegantulum* Usp., *C. fusiformis* Usp., *C. rucali* Usp., *C. dahestanicum* Usp., *C. nikitini* Andr., *C. hoschmensilicum* Usp., *C. lenacoideum* Andr., *C. arguni* Usp., *C. orbis* Usp., *C. abreki* Usp., *C. solutum* Usp., *C. kamishense* Usp., *C. novakovskii* Andr., *C. konschini* Andr., *C. sulacense* Andr., *Mastra karabugasca* Andr., *M. subcaspia* Andr., *M. inostranzewi* Andr., *M. venjukovi* Andr., *Dreissensia rostriformis* Desh., Ostracoda.

В нижних слоях разреза, по балке Шор-дере, обнаружены диатомеи, обработанные В. Поредким. Наиболее часто встречаются: *Thalassiosira baltica* Gr., *Raphoneis linearis* Gr., *Coccinodiscus asteromphalus* E., *Thalassionema nitzschivides* Gr. var. *obtusa* Gr. (339).

Для акчагыльских отложений характерно присутствие среди глин нескольких прослоев вулканического пепла, из которых два — в балке Шор-дере и в обрывах гребня Гюин-киль в Касумкентском районе — достигают мощности до 0,25 м.

На самом юге Дагестана, по долине р. Самура, общая мощность акчагыла в районе сел. Гильяр достигает 700 м, к востоку у горы Калаг она уменьшается до 400 м.

Севернее, в Касумкентском районе, в районе газового месторождения Аджиноур, разрез акчагыла сохраняет в основном тот же глинистый характер. В основании его, как показало разведочное бурение на газ, залегает пласт конгломерата, мощностью около 20 м. Общая мощность акчагыла здесь составляет 310 м.

Для Касумкентского района характерна закономерная изменчивость акчагыла в фаціальном отношении по направлению с востока на запад, выражающаяся в постепенном увеличении количества пластов известняков, песчаников и конгломератов и в замещении ими глинистых свит. Особенно отчетливо это наблюдается в разрезах по левому берегу р. Чирах-чай возле сел. Кур-кент и в разрезах около сел. Зизик, где отложения акчагыла выражены почти исключительно чередованием галечников, конгломератов и песков с уплотненными прослоями песчаников и известняков и подчиненными прослоями глин и глинистых песков, главным образом в нижней части. Видимая мощность акчагыла в этом месте достигает 200 м.

К северо-западу от сел. Касумкента акчагыльские конгломераты и ракушники, залегающие или горизонтально, или с очень пологим падением на северо-восток, прислонены к гораздо более крутопадающим слоям меловых известняков хр. Кара-сырт. В контакте видны следы размыва последних — крупная, местами плохо окатанная галька и грубые конгломераты, что свидетельствует о наличии здесь древней береговой линии акчагыльского моря. Ряд прекрасных обнажений отчетливо показывает, что рельеф береговой полосы в акчагыльское время в Касумкентском районе имел весьма изрезанный характер, отличаясь извилистостью береговой линии, наличием узких и глубоких заливов среди мощных толщ меловых известняков и ряда скалистых островов и подводных скал, сложенных известняками мелового и юрского возраста. Такими островами и подводными скалами, например, являлись массивы маастрихтских известняков в 1,5 км к юго-востоку от сел. Алкодар на правой стороне р. Чирах-чай и меловые известняки (сенон—турон), обнажающиеся непосредственно под этим селением. Эти острова меловых известняков обле-

чены со всех сторон акчагыльскими отложениями, и лишь современная эрозия отщепарировала и вывела на поверхность некоторую их часть.

Прихотливыми заливами отложения акчагыла заходят далеко в область развития мезозойских отложений, поднимаясь в некоторых местах до абсолютной высоты 1440 м.

К северу от Касумкентского района разрез акчагыльских отложений несколько меняется и уменьшается по мощности. По крутым склонам левой стороны долины р. Рубас-чай и в окрестностях сел. Марага можно наблюдать, что верхняя часть акчагыла здесь выражена чередованием косослоистых детритусовых известняков с известковистыми песчаниками и песками с прослоями глин. Наряду с обычной акчагыльской фауной, здесь встречаются мелкие Dreissensidae. Эти дрейссеневые слои очень характерны и постоянны для самых верхов акчагыла и прослеживаются на всем пространстве между аулами Экрах, Марага и Рукель, выступая карнизами в верховьях балок. В самом сел. Марага мелкодетритусовые известняки покрыты налетами селитры в виде сероватого порошка. В прежние времена эти места пользовались большой известностью, так как жители употребляли селитру для изготовления пороха. Такие же налеты селитры имеются на известковистых песчаниках севернее, под аулом Бильгады.

В окрестностях аулов Бильгады и Гемейды акчагыл представлен оолитовыми и конгломератовидными известняками, песчаниками, мелкодетритусовыми известняками и песчаниками с прослоями глин, видимой мощностью около 200 м.

В Каякентском районе, где акчагыл довольно широко развит на первых возвышенностях предгорий, он выражен однообразной толщей серых, серо-бурых и бурых песчанистых глин с конгломератом в основании, общей мощностью около 100 м (В. Д. Голубятников, 334).

Севернее, до района сел. Губден, акчагыл сохранился лишь в виде небольших останцев на отдельных возвышенностях.

Еще далее к северу акчагыл снова появляется лишь в районе р. Сулака, где имеется его полный разрез и где он изучался и монографически описан Н. И. Андрусовым (32, 34), Н. С. Шатским (1231) и А. Г. Эберзиным (1251). По данным последнего исследователя, акчагыльские отложения по р. Сулаку имеют мощность 330—350 м и по литологическому составу разделяются на две части. Верхняя — пески с прослоями песчаников и конгломератов с подчиненными прослоями глин — богата типичной акчагыльской фауной. В нижней части преобладают глины с подчиненными прослойками песков, фаунистически бедно охарактеризованные.

Согласно данным А. Г. Эберзина, отложения акчагыла на р. Сулаке трансгрессивно перекрываются залегающими на них осадками нижнего апшерона.

### Апшеронский ярус

Наибольшим распространением отложения апшерона пользуются на юге, в Касумкентском районе. В районе оз. Аджиноур, по северному склону возвышенности Гюин-киль и по левому склону балки Шор-дере можно наблюдать лучшие разрезы апшерона, причем ясно видны взаимоотношения его с акчагыльскими слоями.

На свите серо-буроватых глин с прослоями песков и песчаника, в верхней части охарактеризованных типичной акчагыльской фауной, совершенно согласно залегают апшеронские глины, серо-

бурые, с тонкими прослоями бурых глин, мало отличимые от акчагыльских глин; в них уже содержатся апшеронские *Dreissensia rostriformis* Desh. var. *subgibba* Andr. Мощность этих глин всего 10—15 м. На них со слабым угловым несогласием залегают серо-буроватые и желтоватые глины с прослоями песков и песчаников, а в верхней части — детритусовых известняков и конгломератов также апшеронского возраста с *Monodacna didacnoides* Andr., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Desh., *Dr. cf. lata* Andr., *Micromelania* sp., *Neritina* sp. Мощность этой верхней толщи апшерона достигает 75 м. Несогласие внутри апшерона выражается в том, что только что описанная свита пород по направлению на запад, вверх по балке Шор-дере, постепенно срезают как 10-метровую нижележащую пачку апшеронских глин, так и верхние слои акчагыла.

Плохая сохранность и бедность апшеронской фауны в этом районе не позволяют подметить фаунистической разницы в этих двух свитах апшеронских отложений. Учитывая же данные И. Ф. Пустовалова (895, 897) в районе его исследований к югу от р. Самура, где им также обнаружено несогласие внутри самого апшерона, причем на основании найденной фауны можно заключить, что верхний апшерон залегают трансгрессивно на среднем и нижнем, — можно принять, что и в Дагестане этот перерыв и несогласие имеют место в основании верхнего апшерона.

Нижний апшерон залегают на акчагыльских отложениях совершенно согласно, и в тех случаях, когда наблюдается несогласное залегание апшерона на акчагыле, следует полагать, что в данном пункте отсутствуют нижний и средний апшерон, уничтоженные трансгрессией верхне-апшеронского моря.

По направлению к западу отложения верхнего апшерона, выраженные глинами с прослоями песчаников, детритусовых известняков и конгломератов с морской апшеронской фауной, переходят в отложения, выраженные сплошной толщей галечников и конгломератов. Наиболее полный разрез их имеется под сел. Хаки на левой стороне р. Самура. Общая мощность их достигает 70 м. Они залегают с пологим наклоном на северо-восток, несогласно перекрывая акчагыльские отложения.

Эта же толща галечников слагает платообразные водораздельные возвышенности между долинами рр. Самура и Гюрген-чай и расположенное к северу от последней Куркентское плато.

Севернее, в районе хут. Балта-махи, по правой стороне р. Гамри-озень и в районе сел. Утемишь, также можно наблюдать платообразные возвышенности, сложенные подобными же галечниками, мощностью всего до 15 м, залегающими несогласно на различных горизонтах третичных отложений. И в этих районах галечники по направлению к востоку замещаются детритусовыми известняками и песчаниками с апшеронской фауной, как, например, в окрестностях сел. Каякент или на горе Караганах-тау, и на плато Чирми-тау, где они были впервые описаны А. П. Ивановым (524).

Таким образом, эти галечники являются континентальной фацией верхнего апшерона. Они представляют собою вынос многочисленных рек, размывавших область Нагорного Дагестана и отложивших шлейф у подножия мелового хребта, который служил естественной границей распространения верхнеапшеронского моря.

Апшеронские известняки в окрестностях Каякента охарактеризованы следующей фауной: *Apsheronia propinqua* Eichw. var. *brevior* Andr., *A. eurydesma* var. *montis-petrolei* Andr., *Didacna hyrcana* Andr., *D. cf. multintermedia* Andr., *Monodacna caucasica* Andr., *M. caucasica* var.

*pluricostata* Andr., *M. cf. dubia* Andr., *M. carinifera* Andr., *M. cf. isseli* Andr., *Dreissensia polymorpha* Pall. var. *lata* Andr., *Dr. eichwaldi* Issel, *Micromelania subcaspia* Andr., *Neritina lithurata* Eichw., *Clessinia* sp. (334, 339).

На севере по р. Сулаку, так же как и на юге, можно наблюдать полный разрез апшерона, имеющего большое сходство с таковым Касумкентского района.

На акчагыльских отложениях траногрессивно и с едва заметным угловым несогласием залегают отложения нижнего и среднего апшерона, выраженные серыми глинами с прослоями песка и тонкими прослоями конгломератов.

В нижнем отделе, согласно данным А. Г. Эберзина (1251), встречаются только дрейссенсии и гастроподы; средний отдел, имеющий в основании прослой конгломерата, охарактеризован типичной апшеронской фауной. Общая мощность нижнего и среднего апшерона составляет 35 м. На среднем апшероне, вдаваясь в него карманами, со слабым угловым несогласием залегают толща галечников и конгломератов из галек осадочных и изверженных пород с линзами и пропластками грубых песков. Мощность их превышает 60 м. А. Г. Эберзин относит их к верхнему плиоцену. По аналогии с Южным Дагестаном есть все основания отнести их к верхнему апшерону.

Апшеронские отложения дислоцированы весьма слабо и едва затронуты пликативными дислокациями. Так, в Касумкентском районе они принимают участие в образовании пологой Аджиноурской антиклинали. В большинстве же случаев они залегают моноклиinally со слабым уклоном на северо-восток.

## Плиоценовые отложения Центрального Предкавказья

### Нижний плиоцен

#### Понтический ярус

Понтические отложения, развитые на юге Европейской части Союза и в Крыму, переходят в Западное Предкавказье, узкой полосой протягиваются вдоль «Манычского пролива» (низовье р. Калауса) и вновь расширяются в Восточном Предкавказье. Далее они захватывают на востоке небольшую часть восточного побережья Каспия между Мангышлаком и Карабугазом, а южнее — небольшой участок района Апшеронского полуострова в Закавказье, где известен особый «шемахинский» тип развития понта.

В Западном Предкавказье понтические отложения начинаются с Таманского полуострова. Далее, меняясь фациально, они переходят на восток, в Кубанскую область. Здесь эти отложения развиты по предгорьям и протягиваются до Майкопского района, где установлены ракушечниковые образования между рр. Ппехой и Пшишем. К северо-западу от г. Майкопа понт вскрыт буровой скважиной (станция Белореченская). К северо-востоку от г. Армавира понт выходит на поверхность по р. Ташле (притоку Егорлыка) у с. Донского. Выходы понта прослежены от последнего пункта на северо-восток до рр. Малой и Большой Кугульты (хут. быв. Жадана). Далее на северо-восток понт вскрыт буровой скважиной севернее сел. Дивного на правом берегу Западного Маныча. Поверхностные выходы понта известны по притоку р. Калауса — р. Айгурке и по многим речкам и болотам северной части Ставропольского края, а также по

левым притокам р. Мокрой Буйволы, включая балку Свиную, впадающую в названную реку у с. Сотниковского. К югу и к востоку от р. Мокрой Буйволы южная граница распространения понта Предкавказья не может быть уточнена.

По предгорьям Восточного Предкавказья к этому стратиграфическому горизонту относят часть «нижних» конгломератов. Более определенные указания на отложения понта в южной части Восточного Предкавказья дали скважины в районах у сел. Гойта и Таш-кала близ г. Грозного. Определенные понтические песчано-глинистые отложения найдены у ст. Гудермес (р. Гулес и др.).

Названными пунктами в общих чертах оконтуривается южная граница предкавказских отложений понта.

Северная граница понта Предкавказья является еще менее определенной. В нижнем течении Дона граница эта была в свое время прослежена Н. А. Соколовым. Дополнительными вехами для суждения о распространении понта в Северном Предкавказье могут служить следующие пункты — балки Бургуста, Кара-Чеплак, Каменная, Топленка, Хорева (Б. В. Богачев), окрестности ст. Двойной и балка Колодезная (Н. Х. Платонов).

Далее на восток понт обнаружен на р. Яшкуль и в 5 км к западу от сел. Чадон-Хамура (Ф. Ф. Голынец), причем здесь понт прислонен к массиву Ергеней. К востоку от Ергеней граница понта не прослеживается и должна проводиться предположительно.

Литологический состав понтических отложений Предкавказья обнаруживает некоторые местные изменения. На Таманском полуострове и к востоку от р. Кубани понт представлен преимущественно глинами. Далее на восток появляются пески, детритусовые известняки с прослоями галек, но местами развиты глины и ракушники. В районе г. Майкопа понт представлен преимущественно раковинными известняками. Сходный состав имеет понт по окраине Ставропольской возвышенности, но здесь, наряду с известняками, к северу от нагорья получают развитие пески и глины. В средней части Западного Предкавказья, где понт вскрыт большим числом буровых на воду скважин, он представлен глинами с прослоями песков. К востоку от р. Калауса в местах, где понт залегает на малых глубинах, состав его все тот же — раковинные известняки, реже песчаники, мергели и еще реже глины. В районе г. Грозного и ст. Гудермес понт песчано-глинистый, в предгорьях — конгломератовый.

Мощность понта изменчива. Таманский глинистый понт достигает 120 м. К востоку мощность убывает и по окраинам Ставропольского плато измеряется 10—12 м, в среднем же определяется в 20—25 м как для поверхностных выходов, так и по скважинам. Местами (Егорлык) мощность понта достигает 70 м.

Среди органических остатков, встречающихся в понтических отложениях, для Таманского района характерны: *Congeria subcarinata* Desh., *Dreissensia theodori* Andruss., *Dr. simplex* Barb., *Dr. angusta* Rouss. var. *minor*, *Limnocardium subsquamulosum* Andruss., *Didacna novorossica* Barb., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Paradacna abichi* В. Н., *Vivipara*, *Limnaea*, *Neritina* и др. На востоке встречается почти исключительно фауна среднего «новороссийского» подъяруса понта с *Congeria novorossica* Sinz., *Dreissensia simplex* Barb., *Dr. tenuissima* Sinz., *Syndesmya tellinoides* Sinz., *Monodacna ex gr. pseudocatillus* Barb., *Prosodacna cf. littoralis* Eichw., *Pr. ex gr. plicato-littoralis* Sinz., *Parvivenuus widhalmi* Sinz. и др.

Понтические отложения Предкавказья в смысле внутрипластового строения почти всюду, кроме Таманского полуострова, где преобладают глины, отличаются пестротой. По естественным обнажениям, где встречаются глины, пески и известняки, последние чаще залегают сверху, пески занимают среднюю часть разреза, глины — нижнюю. Местами к востоку от р. Калауса в основании понта встречаются галечники. По скважинам в Восточном Предкавказье расположение пород в общем сходное. В Западном Предкавказье понт выражен в основном глинами с прослоями песков средней мощности (2—5 м).

Залегание понтических отложений мало нарушенное, за исключением предгорий Западного Предкавказья и Черных гор Восточного Предкавказья. В средней части Западного Предкавказья вырисовывается пологая синклиналь со сдвинутой к югу осью. По северо-западной окраине Ставропольской возвышенности намечается слабый наклон понта на северо-восток и восток.

Залегание понтических отложений во многих местах трансгрессивное. В краевых частях Ставропольской возвышенности понт лежит на среднем сармате, чаще на криптомактровых слоях. К востоку установлено залегание понта на верхнем сармате (р. Мокрая Буйвола). Перекрывается понт почти всюду породами армавирской свиты, особенно в местах, где верхи понта представлены красновато-желтыми раковинными известняками.

Обычно стратиграфическое положение понта определяется как нижний плиоцен, но в связи с находками гиппарионовой фауны в низах верхнего сармата (гора Куцай, у с. Петровского) и даже в среднем сармате (Севастополь и другие места) вопрос о стратиграфическом положении понта приходится считать открытым.

В истории неогенного бассейна юга Европейской части Союза судьба Понтического бассейна характеризуется следующими событиями. За мезотической регрессией в понтическое время началась трансгрессия, которая достигла наибольших размеров в середине понта («новороссийский» подъярус). В это время существовал Манычский пролив, соединявший каспийскую часть бассейна с западной. Отложения новороссийского подъяруса имеют в Предкавказье наиболее широкое развитие. В это время Ставропольская возвышенность представляла полуостров кавказской суши. Вслед затем произошла регрессия моря, и следы отложений верхнего подъяруса — босфорского — в Предкавказье с достоверностью не известны. Возможно, что в это время в области Предкавказья установился континентальный климатический режим. Тогда же началось формирование пород так называемой «армавирской» свиты.

Породы понта представляют малую практическую ценность. Известняки понта могут служить лишь в качестве пугучего камня для постройки заборов и хозяйственных сооружений. Обжиг известняка не дает хороших результатов. Некоторые разновидности известняка (обычно песчанистого) трудно поддаются обработке.

Народнохозяйственное значение понтических отложений определяется полезностью песков, слагающих Западное Предкавказье и отчасти Восточное.

Отложения понта нуждаются в дальнейшем изучении для уточнения границ распространения, фациальных изменений и стратиграфического положения яруса. Большой интерес представляет также изучение фауны понтических отложений.



## Армавирская свита

Отложения армавирской свиты от места, где они впервые были выделены в самостоятельную стратиграфическую единицу (окрестности г. Армавира, В. П. Колесников, 601), тянутся к востоку прерывистой полосой, окаймляя Ставропольскую возвышенность с северо-запада, севера и северо-востока. Поверхностные выходы армавирской свиты хорошо видны по долине р. Ташлы у с. Донского и далее на северо-восток по речным долинам и балкам: Терновочка, Малая Кугульта, Большая Кугульта и по выходящей в долину р. Калауса балке Куберли. Затем отложения свиты переходят на правобережье р. Калауса, где породы свиты обнажаются по балкам Маштак-кулак, Кучерли, Эдильбай (Мокрая Кондрашкина, Восточная Ангуста, Каменная и Голубь). Кроме естественных обнажений породы армавирской свиты вскрыты в той же полосе большим числом шахтных колодцев: по боковым балочкам рр. Ташлы, Терновки, Кугульты, а в северной части Ставропольского края колодцами по балкам Сухой Яр, Терновая, Малая Кулика, Башанта, Колоскова.

Состав пород армавирской свиты пестрый. Наиболее устойчивой породой является горизонт красных известковистых глин, в котором встречаются, особенно в восточной части развития свиты, прослой и линзы мелкозернистого песка. В средней части свиты преобладают глины с прослоями маломощных песков, в верхней — пески. Мощность свиты изменчива. В западной части в местах своего полного развития она достигает 40—50 м, к востоку, где отложения свиты выделялись под названием «красных надпонтических глин», мощность последних колеблется от 2 до 12 м.

Никаких органических остатков, которые позволили бы определить возраст свиты, не найдено; поэтому подразделение свиты на отдельные горизонты возможно только по литологическим признакам. Залегание пород свиты согласно с таковым у подстилающих пород, обычно понтических, т. е. в северо-западной части породы падают под очень малым углом в том же северо-западном направлении, а на востоке — в северо-восточном. Породы свиты, как правило, перекрываются суглинками, подстилаются же почти всюду понтическими отложениями. Исключение представляют окрестности г. Армавира и балка Мокрая Кондрашкина (у с. Арзгира), где отложения свиты лежат на верхнем сармате.

Стратиграфическое положение свиты до сих пор не уточнено. Тесная связь между этой свитой и понтом свидетельствует об образовании армавирских отложений за счет пород понта. Это элювий понтических (новороссийских) желтых раковинных известняков. Явление непосредственного налегания красных глин на сармат можно объяснить полным переходом известняков понта в элювий.

Как полезные ископаемые, в частности, как строительные материалы, породы свиты не изучены. Песчаные прослой и линзы во многих случаях являются водоносными. Изредка вода хорошего качества, но чаще сильно минерализованная. Производительность колодцев, эксплуатирующих армавирскую воду, как и редких источников, незначительна.

Образование пород армавирской свиты связано, видимо, с континентальной эпохой, последовавшей за понтической (новороссийской) регрессией. Отложения армавирской свиты пока еще мало изучены и нуждаются в дальнейших исследованиях как со стороны состава, так и распространения.

## Верхний плиоцен

## Акчагыл

Акчагыльское море занимало обширную площадь, вытянутую в меридиональном направлении от границ Ирана до г. Стерлитамака. На западе оно заходило Терским заливом в восточную часть Ставрополя и соединялось узким проливом с Черноморским бассейном (рис. 17).

Граница распространения Акчагыльского бассейна в области Предкавказья была уточнена работами С. М. Ильинского, изучившего образцы пород из буровых скважин, пробуренных за последние годы (14). Северная граница проходит в широтном направлении между сел. Величаевкой и Максимокумским, причем совпадает здесь с южной границей современного распространения морских мезотических отложений. Севернее акчагыльские отложения совершенно отсутствуют, южнее же отложения мезотиса почти полностью размыты акчагыльской трансгрессией.

На северо-западе Акчагыльское море заходило в долину р. Мокрой Буйволы (скважина в с. Сотниковском). К югу от р. Мокрой Буйволы береговая линия бассейна протягивалась в южном и юго-западном направлениях, проходя близ сел. Новоселицкого, Сабли, Марьиных Колодцев, Лысогорской. Отсюда граница морских акчагыльских осадков ориентировочно (вследствие отсутствия обнажений) протягивается в юго-восточном направлении к району Арак-Далатерек и дальше к сел. Яндырке, причем на этом участке морские осадки окаймлены широкой полосой континентальных образований.

Акчагыльский бассейн характеризуется оригинальной полуморской фауной кардид, мактр и церит, к которой на более северных участках примешиваются пресноводные формы (опресняющее влияние рек). Эта фауна, повидимому, проникла с юга, возможно, как предполагал А. Д. Архангельский, из области Персидского залива, и свидетельствует о временном соединении Каспийской области с областью океана. Предположение о существовании убежищ (азилей), в которых могли сохраниться представители фауны более древних бассейнов (Н. И. Андрусов), является пока недоказанным. По мнению В. П. Колесникова (610), акчагыльская фауна не является родственной ни мезотической, ни сарматской фаунам, хотя и имеет с последней внешнее сходство. Для суждения о других физикогеографических свойствах Акчагыльского бассейна (температура, течения и т. д.) данных недостаточно. Климат, повидимому, был более холодным, чем в киммерийский век.

Стратиграфия акчагыльских отложений еще мало разработана. В общем в истории развития Акчагыльского бассейна намечаются три основных этапа, в соответствии с чем в акчагыльских отложениях могут быть выделены три горизонта. Первый этап характеризуется широким развитием трансгрессии и бедной видами фауной, преимущественно мактр. Второй этап отмечен дальнейшим развитием трансгрессии и расцветом фауны мактр и кардид. Третий этап отмечается опреснением и сокращением площади бассейна, а также вымиранием фауны, за исключением нескольких видов. Характерно для него появление дрейссенсий. Литологически верхнеакчагыльские отложения часто отличаются от среднеакчагыльских более мелководным характером, что свидетельствует о некотором сокращении бассейна в верхнеакчагыльское время.

Соединение Акчагыльского бассейна с Черноморской областью приурочено, повидимому, к моменту максимума трансгрессии, т. е. к среднеакчагыльскому времени. По предположению Н. И. Андрусова и И. М. Губ-



кина Акчагыльский пролив был расположен в области Маныча; по предположению С. А. Гатуева — южнее, вдоль сильно размытой Предкавказской антиклинали. В настоящее время, в связи с обнаружением акчагыльских отложений в разведочной артезианской скважине с. Сотниковского (14) и элементов акчагыльской фауны в скважине Манычстрой, находящейся к северо-востоку от с. Дивного, можно предполагать, что Акчагыльский пролив сообщался с областью Маныча, отсекая северо-восточный край Ставропольского плато. Западнее он доходил до Таманского полуострова и Крыма, где акчагыльские отложения были описаны А. Г. Эберзиным под названием «таманских слоев», залегающих непосредственно над куяльницкими отложениями. Таманские слои имеют мощность до 25 м, представлены песками, глинами, ракушечниками и конгломератами с акчагыльской фауной, содержащей примесь пресноводных форм (*Dreissensia*, *Viviparus* и др.). Они являются осадками небольшого опресненного бассейна, располагавшегося на месте современного Азовского моря.

По своему стратиграфическому положению таманские слои, возможно, отвечают верхнему отделу акчагыла.

В преакчагыльское время в Каспийской области происходили сильные орогенические движения, выразившиеся в поднятиях в центральной области Кавказа и в опусканиях меридионального направления Приволжской и Прикаспийской областей, вызвавших акчагыльскую трансгрессию.

Акчагыльские отложения залегают несогласно на более древних осадках различного возраста, причем угловое несогласие колеблется в пределах от 3—4 до 60°.

В пизне- и среднеакчагыльское время имели место лишь слабые движения, приведшие к дальнейшему расширению трансгрессии. В конце преакчагыльского времени и в верхнеакчагыльское время происходит резкое усиление движений. Большие поднятия в области Кавказа обусловили сокращение площади бассейна.

В течение всего акчагыльского века происходила вулканическая деятельность в области Кавказа, о чем свидетельствуют включения вулканогенного материала, особенно обильные в южной части бассейна.

Составленная для акчагыла карта мощностей (рис. 18) показывает, что полоса наиболее значительных мощностей — от 300 до 400 м — находится на юге, на небольшом расстоянии от береговой линии Акчагыльского бассейна, причем на отдельных участках располагаются наибольшие мощности, превышающие 400 м. Эти участки, повидимому, соответствуют местам наибольшего сноса кластического материала водными артериями акчагыльского века. В западной части бассейна полоса наибольших мощностей отклоняется к северо-западу в связи с существовавшим тектоническим выступом восточнее г. Дзауджикау (Датхский район).

Описание различных типов акчагыльских осадков дается в направлении с юга на север, т. е. от береговой линии бассейна к его центральной части.

Прилагаемая карта фаций (рис. 19) показывает, что с юга и с юго-запада Терский залив Акчагыльского бассейна ограничивался довольно широкой полосой континентальных отложений, представленных в предгорной части преимущественно галечниками и конгломератами с подчиненными прослоями песков, глин и суглинков и обильными включениями туфогенного материала. Севернее в континентальных образованиях, на-

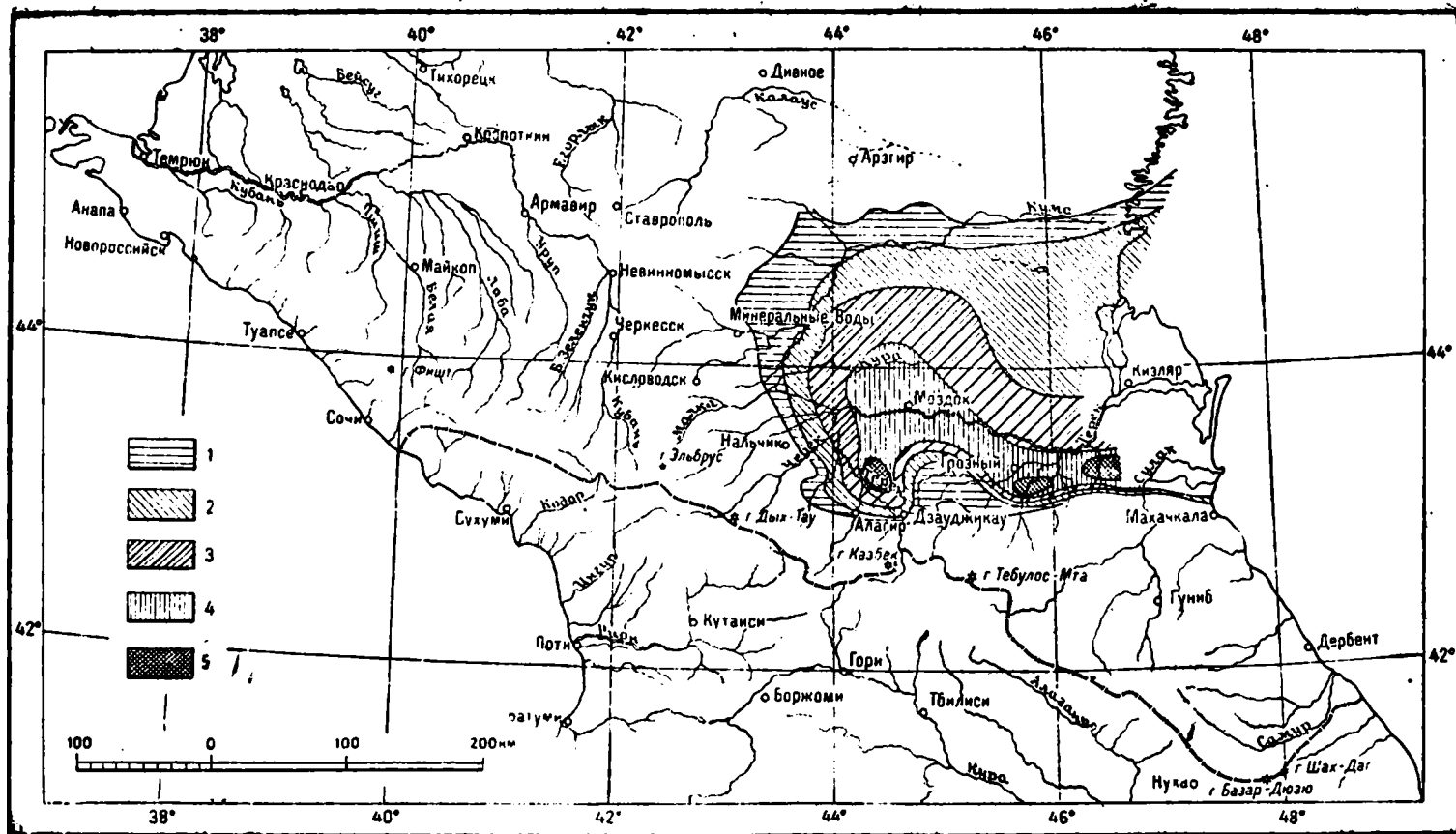


Рис. 18. Карта мощностей акчагыльских отложений.

1 — мощность менее 100 м; 2 — мощность от 100 до 200 м; 3 — мощность от 200 до 300 м; 4 — мощность от 300 до 400 м; 5 — мощность более 400 м.

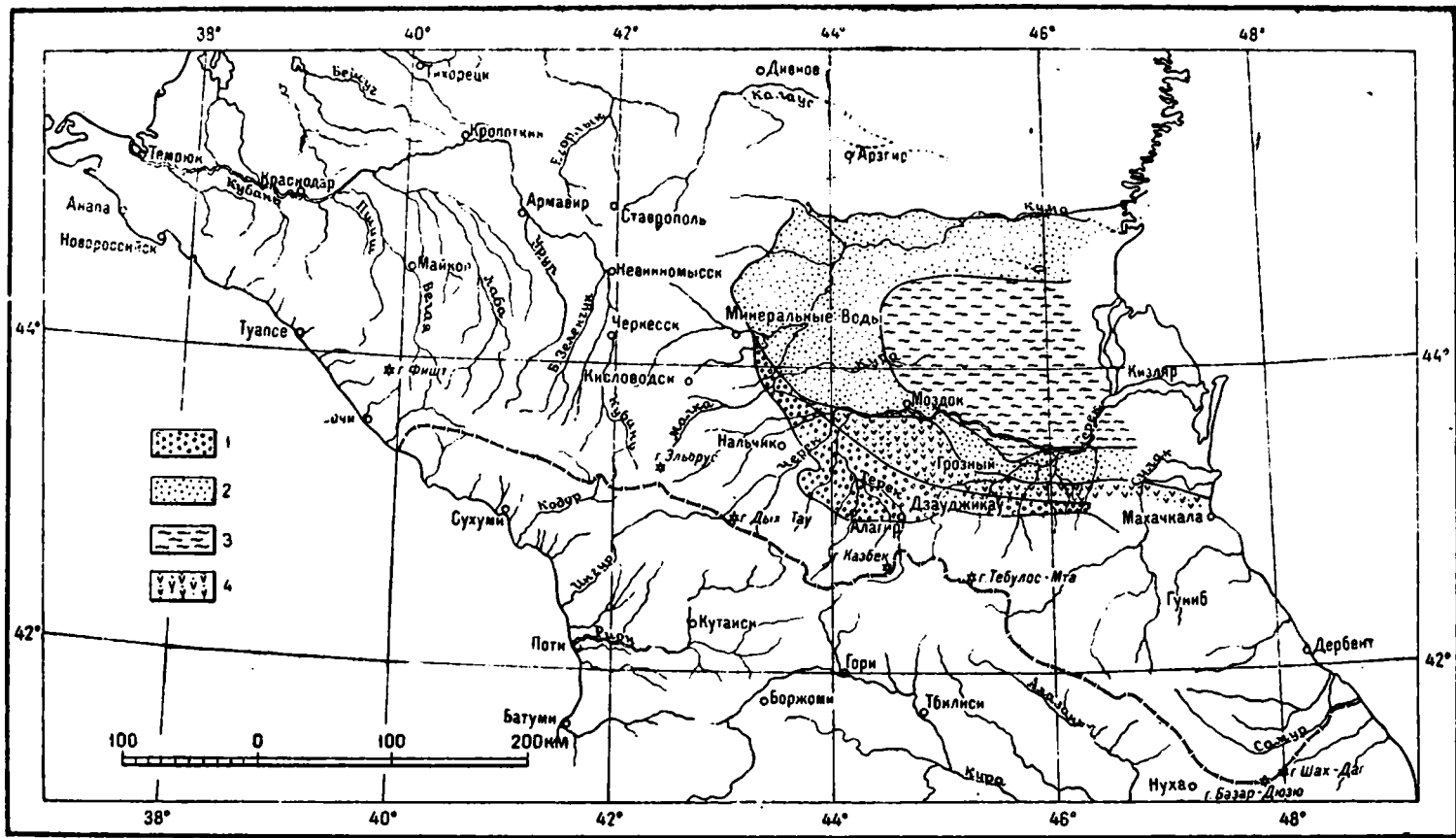


Рис. 19. Карта фаций акчагыла.

1 — континентальные галечники и песчаники с прослоями глин и туфогенных материалов; 2 — морские галечники, пески и ракушечники с прослоями глин; 3 — морские глины с подчиненными прослоями песков; 4 — морские песчано-галечные отложения с прослоями туфогенных материалов.

ряду с конгломератами, получают широкое развитие пески и песчаники, причем количество туфогенного материала попрежнему остается весьма значительным (Малокабардинский хребет).

Далее к северу континентальные отложения постепенно переходят в мелководные морские осадки, иногда переслаиваясь с ними. Последние в центральной части бассейна (к северу от г. Дзауджикау) имеют почти тот же литологический состав, что и граничащие с ними континентальные образования, но отличаются от последних появлением морской фауны. Так, к югу от Сунженского хребта, в районе сел. Яндырки, туфогенная толща, состоящая из галечников, песков (из грубозернистого туфогенного материала и сильно песчаных глин), подстилается зеленовато-оливковыми песчанстыми глинами с *Cardium dombra* Andruss., *Maetra subcaspia* Andruss и *Ostracoda*.

К западу и востоку от центральной площади количество туфогенного материала в континентальных и мелководных морских отложениях акчагыла уменьшается. На западе (восточная часть Ставрополя) мелководная фация представлена песчаниками, песками и глинами с прослоями галечников-конгломератов и известняков. На востоке (Грозненский и Сулакский районы) в состав ее входят те же породы, но несколько большую роль играют известняки и глины. Появление известняков на западных и восточных участках повидимому указывает на менее интенсивное поступление кластического материала в этих местах по сравнению с центральной областью. Выходы мелководных и прибрежных акчагыльских отложений известны в Восточном Предкавказье в области Черных гор и Передовых хребтов.

Один из наиболее полных разрезов находится по р. Сунже у сел. Алды. Верхняя часть акчагыла, по данным А. А. Хуциева (1200), представлена здесь чередованием крупнозернистых полимиктовых песков из плохо окатанных зерен с пластами песчаных глин. Непостоянные прослой галечника и гравия. В самых верхах толщи, наряду с типичными акчагыльскими формами — *Cardium dombra* Andruss., *Maetra subcaspia* Andruss., *Potamides caspius* Andruss. и др., присутствуют *Dreissensia rostriformis* Desh., *Dr. polymorpha* Pall., ниже — пресноводная фауна: *Pelix*, *Neritina*. Мощность верхней части 75 м. Средняя часть акчагыла представлена слабо песчанстыми глинами, грубозернистыми песчаниками и пластами ракушечника. Местами в песке отмечены выклинивающиеся прослой галечников. Внизу залегает пласт плотного известкового конгломерата. Фауна более разнообразна, причем преобладают различные виды кардид. Мощность средней части определяется 150—180 м. Нижняя часть представлена чередованием мелкозернистых глинистых песков с пластами грязносерой песчанистой глины. Местами в песках встречены прослой ракушечников, состоящих только из *Maetra* и *Clessinia*. В подошве наблюдается непостоянный пласт галечникового конгломерата.

В районе Черных гор фаунистически охарактеризованные акчагыльские отложения распространены от р. Сулака на востоке до р. Гумса на западе. По р. Сулаку акчагыл представлен песчаниками, глинами и ракушечниками и в верхней части — галечниками и конгломератами. Западнее, по р. Аргуну, Ассе, Гизель-дону, Ардону, Уруху, Нальчику и др., развиты конгломераты, часть которых соответствует акчагылу.

Выходы акчагыла известны также и на восточном склоне Ставропольской возвышенности (к востоку от р. Калауса) — по склонам долин Золки, Подкумка, Кумы, Сухого. Мокрого и Среднего Карамыков, Сухой.

Падины, Томузловки. Здесь он представлен песками, песчаниками и глинами, местами с прослоями известняков-ракушечников (32).

Еще далее к северу проходит полоса распространения глин и песков с подчиненными редкими прослоями известняков, песчаников, галечников. Эти отложения вскрыты многими скважинами. В западной части Терского залива, к югу от г. Буденновска, они развиты на значительной площади и заключают в себе артезианские горизонты, приуроченные к пластам мелкозернистых песков, часто переполненных раковинами. По разрезам скважин здесь установлено С. М. Ильинским присутствие двух горизонтов — верхнего и среднего, но границу между ними не всегда можно провести достаточно точно, в особенности на тех участках, где оба горизонта представлены одной и той же фацией. Нижний горизонт, повидимому, отсутствует. В верхнем горизонте здесь были найдены фауна *Potamides caspius* Andruss., *Clessinia* sp., *Cardium dombra* Andruss., *Mactra subcaspia* Andruss., *Dreissensia polymorpha* Pall. var. *lata* Andruss.; реже — *Neritina* sp., *Valvata* sp., *Cardium konschini* Andruss., *Mactra karabugasica* Andruss., *M. inostranzevi* Andruss., *Dreissensia rostriformis* Desh., *Dr. simplex* Barb. В среднем горизонте были найдены *Potamides caspius* Andruss., *Neritina* sp., *Clessinia* sp., *Cardium dombra* Andruss., *C. vogdli* Andruss., *C. radiiferum* Andruss., *Mactra subcaspia* Andruss., *M. karabugasica* Andruss., *M. venjukovi* Andruss., *M. inostranzevi* Andruss.

Наконец, центральная часть Терского залива занята, повидимому, более глубоководными отложениями. Так, в районе Аду-юрт (на р. Терек), по данным буровых скважин, акчагыл выражен серыми известковистыми глинами с редкими прослоями мелкозернистого песка и песчаника. Мощность его здесь около 250 м.

Вдоль северной береговой линии наблюдается та же последовательность фаций, с той разницей, что отсутствуют континентальные отложения и вместо них распространены (в районах к северо-востоку от г. Буденновска) прибрежные осадки: известковистые песчаники и пески, часто с включениями гальки, и известняки — раковинные, детритусовые и оолитовые (14). Мощность акчагыла здесь около 70 м. Естественных обнажений акчагыла здесь не имеется, и присутствие его было установлено изучением материалов буровых скважин.

### А п ш е р о н

Апшеронский бассейн представлял замкнутое озеро-море, уступающее по своей площади Акчагыльскому морю. Однако в области Восточного Предкавказья площадь бассейна была, наоборот, более значительной, чем апшерона была установлена на основании обработки материалов много-в акчагыльский век. вследствие захвата апшеронской трансгрессией области Маныча и низменной Калмыцкой степи. Граница морских отложений численных артезианских скважин (см. рис. 17).

Вдоль долины Маныча Апшеронский бассейн нешироким проливом сообщался с Черноморской областью в течение верхнеапшеронского и, повидимому, среднеапшеронского времени. Элементы верхнеапшеронской фауны были обнаружены за последние годы в скважинах, проведенных в районе лимана Маныч-Гудило (600), а также в обнажении в районе Шор-булака (366).

Соленость Апшеронского озера-моря, по мнению Н. И. Андрусова (24), судя по фауне, была сходна с соленостью нынешнего Каспия и была



меньше солености Акчагыльского моря. Часть фауны, повидимому, была унаследована от Акчагыльского бассейна, другая пришла из впадавших рек; значительная часть видов происходит из Эвксинской области.

Климат апшеронского века, повидимому, мало отличался от современного, судя по находкам флоры в Закавказье (610), и был сравнительно холодным.

История Апшеронского моря еще мало изучена. В самом начале апшеронского века происходили сильные движения земной коры, выразившиеся в поднятиях на Кавказе и Поволжье и опусканиях в областях Каспийского моря и Маныча. В результате этих движений Каспийский бассейн сокращается в размерах, причем массовое появление дрейссенит свидетельствует о значительном опреснении. На севере море захватывает новые площади в районе низменной Калмыцкой степи.

Интенсивные орогенческие движения происходили и в конце ппше-апшеронского века. Они привели к значительному расширению площади моря в западном направлении. В среднеапшеронский век Апшеронский бассейн из Эвксинской области через Манычский пролив наполняется фауной карид, постепенно достигающей широкого развития.

В конце среднеапшеронского века происходит новая вспышка орогенческих движений, вызвавшая изменение очертаний бассейна, некоторое сокращение его в области Предкавказья и, наоборот, захват им новых участков в области Маныча, где, повидимому, произошли новые опускания (С. М. Ильинский, 1941 г.). Со среднеапшеронскими фазами орогенеза, повидимому, связана и гюнцская ледниковая эпоха.

Наконец, сильные горообразовательные процессы имели место в самом конце верхнеапшеронского века. Они сопровождались новым сокращением бассейна, а в области Маныча вновь привели к опусканиям, возобновлению связи с областью Эвксина и иммиграции бакинских дидакн, вытеснивших большую часть апшеронских видов (610).

В апшеронский век, так же как и в акчагыльский, происходит интенсивная вулканическая деятельность (Нальчикский и Чегемский вулканические центры), о чем свидетельствует обилие туфогенного материала в осадках южной части бассейна. К апшеронскому веку предположительно относят (295) и образование минераловодских лакколитов.

Прилагаемая карта мощностей среднего апшерона (рис. 20) показывает изменение мощностей в пределах от 50 до 200 м и больше. В тех же пределах изменяются мощности и верхнего апшерона. Для всего апшерона в целом они изменяются от 100 до 400—500 м. На карте выделяются две области наибольших мощностей, положение которых почти не изменится и в верхнеапшеронское время. Первая область расположена непосредственно к северу от береговой линии бассейна в области распространения континентальных осадков — между гг. Нальчик и Грозный. Повидимому, в этом районе происходил наиболее интенсивный снос кластического материала с заполнением существующих впадин (Сунженская, Владикавказская). К северу мощности убывают и достигают минимальных значений на северо-западе по окраине Ставропольского плато. Вторая область максимальных мощностей находится между с. Черный Рынок и г. Кизляр (кизлярский максимум).

Распределение различных фаций апшеронских отложений показано на прилагаемой карте фаций среднего апшерона (рис. 21). На юго-западе находится широкая полоса распространения континентальных отложений — галечники, конгломераты и брекчии с подчиненными прослоями песков, песчаников, глин и суглинков и с обильными включениями туфо-

генного материала; в северной же части указанной зоны преобладающую роль играют пески и песчаники, часто с включением гальки. Обнажения континентальной толщи имеются по рр. Тереку, Уруху и др., причем к апшерону относится лишь верхняя часть ее, а низы имеют более древний возраст.

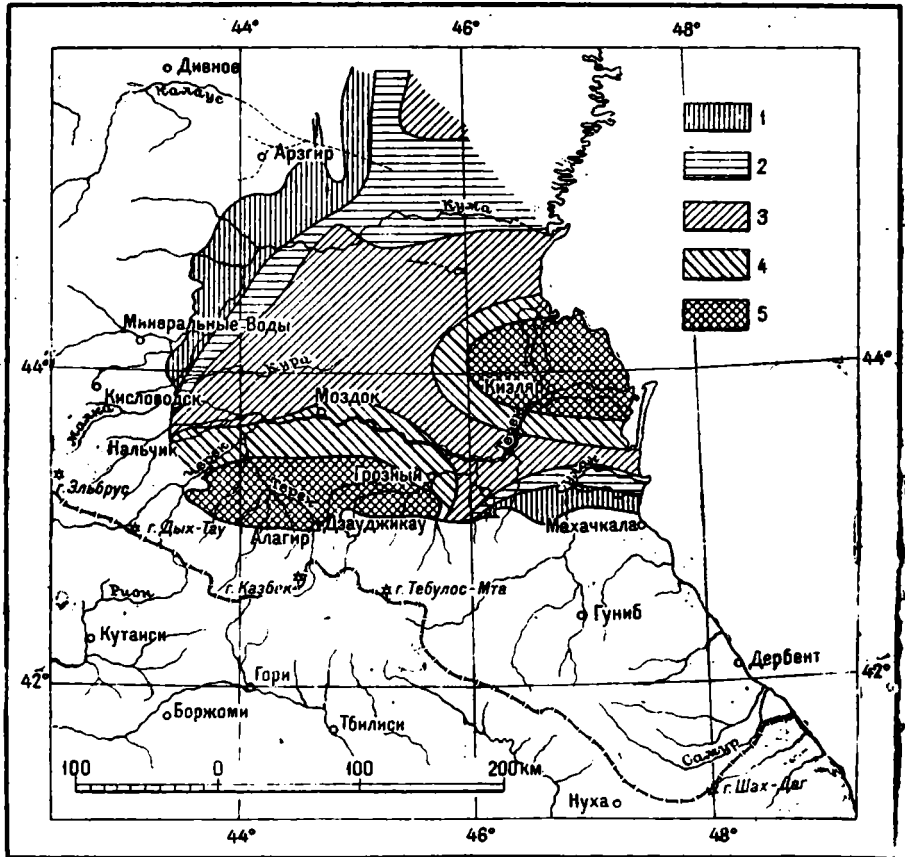


Рис. 20. Карта распределения мощностей среднего апшерона.

1 — мощность менее 50 м; 2 — мощность от 50 до 100 м; 3 — мощность от 100 до 150 м; 4 — мощность от 150 до 200 м; 5 — мощность более 200 м.

В восточной части бассейна континентальные образования почти отсутствуют, и близ береговой линии распространены сравнительно неширокой полосой морские галечники, пески и глины. Наиболее полные обнажения апшерона находятся по р. Сулаку и Аксаю. Здесь присутствует только нижняя часть апшерона, мощностью до 40 м, выраженная серыми известковистыми глинами, мелко- и крупнозернистыми рыхлыми песчаниками и пластами галечников и конгломератов (1200). К северу от Черных гор мощность апшеронских отложений постепенно увеличивается. В районе Передовых хребтов (Сунженский, Грозненский, Терский, Брагунский, Гудермесский) она равна около 100 м, причем здесь присутствуют и более высокие горизонты апшерона, представленные известко-

вистыми глинами, синевато-серыми грубозернистыми песками, песчаниками, иногда ракушечниками. В кровле часто залегают песчаники с большим содержанием туфогенного материала, а также галечники и конгломераты. Местами в основании апшерона залегают галечниковый конгломерат (1200).

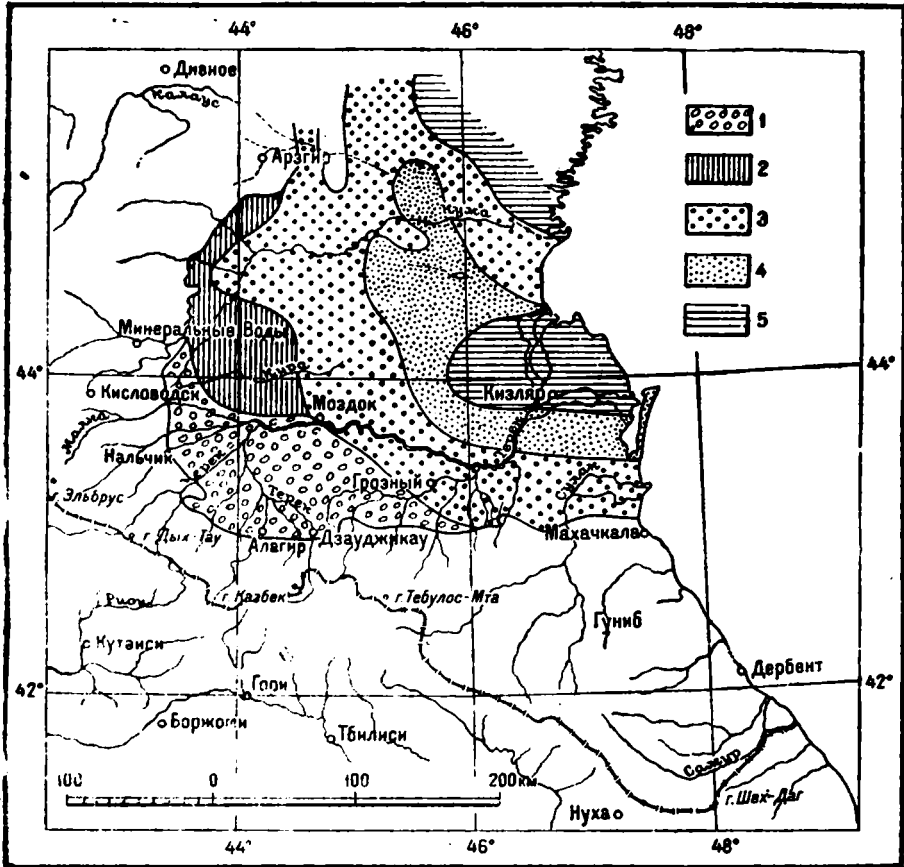


Рис. 21. Карта фаций среднего апшерона.

1—континентальные галечники, песок и суглинки; 2—континентальные суглинки; 3—морские галечники и песок; 4—морские песчано-глинистые осадки; 5—морские глины.

Вторая область распространения той же морской фации галечников, песков и глин (без туфогенных включений) примыкает к северо-западному берегу Апшеронского бассейна (г. Буденновск, сел. Величаевское, Термита и др.) и представляется в виде языков, примыкающих к юго-восточному краю Ергенинского плато и указывающих на снос кластического материала из области Ергеней. Здесь апшеронские отложения были установлены многочисленными артезианскими скважинами (материалы С. А. Гатуева, 282 и С. М. Ильинского). Суммарная их мощность 100—150 м.

В западной части площади Апшеронского бассейна, севернее полосы распространения континентальных отложений находится довольно больш-

шая площадь развития пресноводно-континентальных отложений апшерона (район сел. Курской, Советской, Эдисской, Солдатско-Александровской, Воронцово-Александровской). Они были здесь вскрыты рядом скважин и представлены глинами и суглинками разных цветов с пластами песков очень изменчивой мощности. В песках встречаются обломки пресноводных раковин; морская фауна отсутствует (С. М. Ильинский, 1941 г.).

В центральной части Апшеронского бассейна на обширной площади развиты и вскрыты многочисленными скважинами песчано-глинистые отложения, причем с запада на восток мелководные осадки, с преобладанием песков, сменяются более глубоководными фациями, с преобладанием глин.

В наиболее типичном виде морской мелководный апшерон представлен в районе, расположенном к югу от с. Величаевки, где его суммарная мощность равна 250—270 м. Здесь он был разделен С. М. Ильинским на три отдела. Нижний отдел, мощностью около 60 м, слагают глины с подчиненными прослоями глинистых песков. В глинах и песках найдены *Neritina lithurata* Eichw., *Clessinia* sp., обломки тонкостенных карид (*Adacna*?), *Dreissensia rostriformis* Desh. var. *distincta* Mayer, *Dr. polymorpha* Pall. var. *lata* Andruss. Фауна однообразная и бедная по числу видов. Резко преобладают дрейссенсии, отсутствуют дидакны и монодакны. Нижний апшерон обнаруживается не везде — он установлен на более северных приманычских участках. Средний отдел апшерона, мощностью 60—100 м, сложен песками в различной степени глинистыми, местами с включениями гальки. Присутствуют редкие непостоянные просло известковых глин небольшой мощности. К востоку и юго-востоку от с. Величаевки средний апшерон представлен более глубоководной фацией — переслаиванием глин и мелкозернистых песков. К песчаным горизонтам среднего и верхнего апшерона приурочены мощные артезианские горизонты с водой хорошего качества. В среднем отделе найдена многочисленная фауна. Как и в нижнем отделе, преобладают дрейссенсии (характерна *Dreissensia carinato-curvata* Sinz.), но появляются также редкорребристые и гладкие апшеронии, некоторые виды дидакн и монодакн. Характерно также появление в большом количестве пресноводных и полупресноводных гастропод, особенно меланопсид и палюлин.

Верхний отдел апшерона, мощностью около 100 м (местами больше), слагают глины с пластами песков непостоянной мощности. На северных участках в низах верхнего апшерона отмечается присутствие континентальных глин с мелкими гастроподами и обломками *Unio*. Еще севернее, в Приманычской зоне, в основании верхнего апшерона залегает галечник. Указанные факты свидетельствуют о существовании местных перерывов между средним и верхним апшероном. В песках и частью в глинах верхнего апшерона найдена многочисленная фауна. Наряду с дрейссенсиями наблюдается обилие дидакн, монодакн, гладких апшероний. Характерны редкорребристые дидакны из группы *Didacna intermedia* Eichw. (*D. paucintermedia* Andruss. и др.), из дрейссензий *Dreissensia eichwaldi* Issel и др.

В Прикаспийской зоне апшерон еще недостаточно изучен. В 1945 г. к северо-востоку от г. Кизляра, на хуторе Калинина Грознефтью до глубины 1039 м была проведена разведочная крелинская скважина, благодаря чему обнаружены большие мощности каспийских отложений и апшерона. Кровля апшерона была вскрыта на глубине около 480 м, забой же скважины находится, по видимому, еще в отложениях среднего апшерона.

Апшеронские отложения выражены здесь серыми и зеленовато-серыми известковистыми глинами с довольно редкими пластами мелкозернистых песков и песчаников. По сравнению с более западными участками здесь присутствует более глубоководная фация, характеризующаяся наличием монодаки, тонкостенных апшероний и различных разновидностей *Dreissensia rostriformis* Desh. Типичные для мелководных отложений формы — *Dreissensia carinato-curvata* Sinz., *Dr. eichwaldi* Issel, *Didacna intermedia* Eichw., *Melanopsis*, *Paludina* — здесь отсутствуют.

### Плиоценовые отложения Западного Предкавказья

В распространении всех плиоценовых отложений Западного Предкавказья обнаруживается характерная особенность — по мере следования с запада на восток происходит постепенное замещение более глубоковод-

Таблица 8

#### Общий разрез плиоценовых отложений Западного Предкавказья

Плиоцен	Верхний	Краснодарский горизонт	Пески с <i>Unio sturi</i> M. Högn. и другими пресноводными моллюсками (аналоги апшерона?) до 22 м мощности
		Таманский горизонт	Пески, галечники, песчаные глины с <i>Mastra (Avmactra) subcaspia</i> Andrus. и др., иногда с примесью пресноводных моллюсков (аналоги акчагыла). . . . . до 25 м
		Куяльницкий ярус	Пески, микроконгломераты, глины с <i>Limnocardium limanicum</i> Krest., <i>Dreissensia theodori</i> Andruss. var. <i>kubanica</i> Krest. . . . . до 40 м
	Средний	Киммерийский ярус	Глины со сферосидеритами, пески с прослоями железистых песчаников и тонкими пластками бурых железняков с <i>Monodacna mazima</i> Andruss. и др. . . . . до 50 м
			Глины с железистыми прослоями, железистые песчаники и бурые железняки с <i>Arcicardium acardo</i> Desh. . . . . до 100 м
			Песчаные глины, глинистые пески с <i>Proso-dacna prionopleura</i> Andruss. . . . . до 20 м
	Нижний	Понтический ярус	Верхние валенциеннезневые глины, песчаники, глинистые пески и ракушники с <i>Didacna incerta</i> Desh. . . . . до 100 м
			Глины, пески, песчаники, ракушники с <i>Congergeria subrhomboidea</i> Andruss. . . . . до 10—12 м
			Нижние валенциеннезневые глины, песчаники, пески ракушники и известняки с <i>Manodacna pseudocatlus</i> Andrusa. . . . . до 80 м

ных осадков мелководными. Это замещение прогрессивно увеличивается от древних горизонтов к более молодым. Оно свидетельствует о постепенной регрессии и обмелении водоемов, существовавших в пределах Западного Предкавказья в плиоценовое время.

В связи с этим наиболее полный разрез плиоцена представлен на Таманском полуострове и отчасти в прилежащих районах Кубани. В восточной части последней известны только нижние горизонты плиоцена, погребенные к тому же под значительной толщей четвертичных пород.

Ограниченные размеры настоящего очерка лишают возможности изложить историю изучения плиоценовых отложений Западного Предкавказья. Но тем не менее следует указать на выдающуюся роль в их познании трудов Н. И. Андрусова (24, 25, 26, 27, 28, 39, 42), а из новых исследований — работ Н. Б. Вассоевича (230, 231, 233, 234, 235, 236, 237, 238, 240, 241, 243, 245, 248, 249) и И. М. Губкина (402, 407, 409, 410). Сводка материалов по плиоцену описываемой территории приведена в т. XII «Стратиграфии СССР» (1258).

Понтический ярус. Отложения этого яруса имеют в Западном Предкавказье наибольшее распространение. Они устанавливаются на всем протяжении названной области. В западной ее части понтические слои фиксируются многочисленными естественными обнажениями. На востоке они встречены на различных глубинах буровыми скважинами и появляются вновь на поверхности у сел. Терновки в Ставропольском районе.

На Таманском полуострове понтические отложения развиты в фации валенциеннезиевых глин. Глины содержат *Paradacna abichi* R. Hoern., *Valenciennesia* pl. sp., *Ostracoda* и др. и достигают мощности 120 м. Приблизительно посредине их проходит горизонт ракушников с *Congeria subrhomboidea* Andruss. содержащий богатую фауну: *Dreissensia anisooncha* Andruss., *Dr. simplex* Barb., *Dr. stefanescui* Font., *Congeria subrhomboidea* Andruss., *Phyllocardium planum* Desh., *Limnocardium subsquamulosum* Andruss., *Plagiodacna carinata* Desh., *Didacna planicostata* Desh. var. *pluricostata* Andruss., *Paradacna abichi* R. Hoern., *Kaladacna steindachneri* Brus., *Bythinia cyclostoma* Rouss., *Theodoxus oxytropidus* Andruss., *Micromelania* sp. (28, стр. 349; 39, стр. 14).

Наличие этого горизонта позволяет отнести нижние валенциеннезиевые глины к новороссийскому подъярису, а верхние — к босфорскому. В верхах последних начинают встречаться, помимо *Paradacna abichi* R. Hoern., и другие, более крупные кариды: *Didacna planicostata* Desh., *D. sulcatina* Desh., *D. subsulcatina* Andruss., *D. depressa* Desh., *D. subcrenulata* Andruss. и др.

Залегают понтические слои преимущественно на мезотических породах и только местами обнаруживают несогласное залегание. Так, на горе Нефтяной (Северной) около Ахтанизовского лимана они ложатся непосредственно на майкопские глины (407, стр. 827).

В восточной половине полуострова состав понтических отложений некоторое время сохраняется. Между р. Кубанью и г. Анапой состав понтических отложений существенно меняется, и здесь они представлены в общих чертах: а) серыми известковистыми песчаниками, желтовато-серыми раковинными известняками с *Didacna subcrassatellata* Andruss., *D. sulcatina* Desh., *D. subsulcatina* Andruss., *D. crenulata* Rouss., *D. subcrenulata* Andruss., *Limnocardium subsquamulosum* Andruss., *Phyllocardium planum* Desh., *Dreissensia anisooncha* Andruss. и др. и темносерыми и серыми песчаными глинами с *Didacna paucicostata* Desh.,

*D. planicostata* Desh., *Prosodacna semisulcata* Rouss., *Plagiodacna carinata* Desh. и др.; б) серыми кварцевыми песками, серыми глинистыми ракушниками типа фаленов с *Didacna incerta* Desh., *D. subincerta* Andruss., *D. sulcatina* Desh., *D. crenulata* Desh., *D. planicostata* Desh., *D. subcarinata* Desh., *D. ovata* Desh., *Kaladacna steindachneri* Brus., *Plagiodacna carinata* Desh., *Phyllocardium planum* Desh., *Congeria subcarinata* Desh., *Dreissensia anisoconcha* Andruss., *Dr. angusta* Rouss., *Theodoxus* sp., *Valvata* sp., и др.; в) серыми детритусовыми известняками, буровато-серыми твердыми пористыми известняками (аналог горизонта *Congeria subrhomboidca* Andruss. в камышбурунском профиле), конгломератовидными светлосерыми известняками, серыми известковистыми песчаниками с фауной *Congeria subcarinata* Desh., *C. subrhomboidca* Andruss., *Dreissensia rostriformis* Desh., *Dr. anisoconcha* Andruss., *Dr. simplex* Barb., *Dr. tenuissima* Sinz., *Dr. angusta* Rouss., *Dr. cf. stefanescui* Font., *Plagiodacna carinata* Desh., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Kaladacna steindachneri* Brus. и др.; д) темносерыми, немного песчанистыми глинами с буроватыми железистыми и глинистыми прослоями (аналог валенциеннезиевых глин) с *Paradacna abichi* R. Hoern., *Dreissensia rostriformis* Desh. (402, стр. 182—183).

В этом сводном разрезе горизонты а и б относятся к верхнему — босфорскому подъярису. Горизонт в, содержащий элементы фауны типа одесского известняка — *Dreissensia tenuissima* Sinz., *Dr. simplex* Barb., *Prosodacna littoralis* Eichw., *Monodacna pseudocatillus* Barb. и др., — принадлежит нижнему отделу — новороссийскому подъярису. Глины с *Paradacna abichi* R. Hoern. представляют замещение вышеописанных известковых фаций в стороне от береговой линии понтического моря (402, стр. 111).

Имея значительную мощность, до 190 м (1208, стр. 4), понтические отложения несогласно перекрывают различные горизонты миоцена и палеогена. Местами они непосредственно ложатся на фораминиферовые слои (402, стр. 111). Далее на восток, в остальной части Кубанской области, понтические слои также отличаются большим разнообразием литологического состава и содержащейся в них фауны.

В общих чертах в последней выделяются два типа: 1) керченско-таманский (фашия валенциеннезиевых глин с *Paradacna abichi* R. Hoern. и ракушников типа керченских фаленов) и 2) тип одесского известняка.

Наиболее глубокие горизонты имеют ясно выраженный одесский тип фауны. Слои с фауной этого типа представлены песками, песчаниками, детритусовыми известняками, реже глинами с прослоями песков и содержат характерные виды: *Dreissensia tenuissima* Sinz., *Dr. simplex* Barb., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Parvivenus widalmi* Sinz. и др. Местами пласты с этой фауной замещаются или перекрываются глинами с *Paradacna abichi* R. Hoern., как это имеет место в разрезе понта в верховьях р. Псиф (861, стр. 103). Частые находки *Congeria subrhomboidca* Andruss., характерной для верхов новороссийского подъяруса керченско-таманского понта, указывают на полноту развития упомянутого подъяруса в Кубанской области.

В отношении литологического состава в общих чертах наблюдается следующая картина: ближе к Кавказскому хребту развиты большей частью пески, известняки, конгломераты и другие прибрежные фации, к северу же преобладают преимущественно глины с *Paradacna abichi* R. Hoern.

Наиболее восточным пунктом распространения понтических пород в Кубанской области является Ключевский район (по данным К. И. Богдановича).

В восточной части Западного Предкавказья понтические отложения с фауной типа одесского известняка встречены буровыми скважинами на различных глубинах на ст. Тихорецкой, Башанте, Белоглинской — 180 м, на ст. Песчаноконской — 160 м, ст. Торговой около 64 м, в с. Эсто-Хагинском около 75 м, в с. Летницком — 113 м, в с. Медвежьем — 115—119 м, в с. Дмитриевском — 89—96 м, в с. Безопасном — 21—46 м (по данным С. А. Гатуева).

Нижнепонтические породы появляются снова на дневной поверхности по р. Малой Кугульте (восточнее с. Безопасного), по р. Терновке и к северу от с. Донского по р. Ташле. Они представлены песчаниками и известняками, до 11 м общей мощности, и налегают в указанных пунктах непосредственно на средний сармат, перекрываясь армавирской свитой.

Киммерийский ярус. Отложения этого яруса по сравнению с понтическими развиты на относительно меньшей площади и ограничены в своем распространении Таманским полуостровом и западной частью Кубанской области.

Наиболее древний — азовский горизонт представлен на Таманском полуострове (на Черноморском побережье) глинами с *Paradacna stratonis* Andruss. и др. На Азовском побережье к нему относятся бурые оолитовые руды, до 35 м мощности, залегающие несогласно на майкопской свите в основании киммерийской толщи.

Широко развит азовский горизонт на Кубани, где он прослежен на восток вплоть до Калужского района. К нему относятся глинистые пески, песчаные глины и ракушники с богатой фауной моллюсков: *Dreissensia angusta* Rouss., *Dr. iniquivalvis* Desh., *Dr. rostriformis* Desh. var. *akmanaica* Andruss., *Dr. theodori* Andruss., *Dreissensiomya aperta* Desh., *Chartoconcha bavarni* R. Hoern., *Didacna crassatellata* Desh., *D. multistriata* Rouss., *D. gurievi* Desh., *Didacnomya corbuloides* Desh., *Limnocardium* aff. *squamulosum* Desh., *L. ex gr. subsyrmiense* Andruss., *Monodacna lebedinzevi* Andruss., *M. akmanaica* Ebers, *Paradacna stratonis* Andruss., *P. deformis* Ebers, *Phyllocardium planum* Desh., *Plagiodacna carinata* Desh., *Prosodacna inflatissima* Andruss., *Pr. obovata* Andruss., *Pr. prionopleura* Andruss., *Valenciennesia* sp., *Viviparus* sp., *Melania* sp., *Bythinia* sp., *Melanopsis* sp., *Micromelania* sp.

Мощность этих отложений достигает 20 м и более (Ильский район). Как правило, они залегают согласно и выше верхнепонтических отложений, но местами возможно их трансгрессивное залегание и на более древних породах (Ильский район).

Средний — камышбурунский или рудный горизонт на Таманском полуострове представлен серыми глинами с прослоями оолитовых бурых железных руд и железистыми ракушниками. Последние отчетливо выражены лишь по периферии мульд и быстро выклиниваются по направлению к приосевым частям последних, замещаясь глинами (81). В этих прослоях часто наблюдается обильная конхилио-фауна: *Dreissensia angusta* Rouss., *Dr. iniquivalvis* Desh., *Dr. decipiens* May., *Dr. rostriformis* Desh. pl. var., *Arcicardium acardo* Desh., *Ar. kubanicum* Andruss., *Didacna multistriata* Rouss., *D. gurievi* Desh., *D. panticapaea* R. Hoern., *D. crassatellata* Desh., *Monodacna zlatarskii* Andruss., *Limnocardium squamulosum* Desh., *L. subsyrmiense* Andruss., *Kaladacna escheri* Schwetz, *Plagiodacna modiolaris* Rouss., *Pl. carinata* Desh.,



*Pteradacna edentula* Desh., *Prosodacna macrodon* Desh., *Phyllocardium plenum* Desh., *Ph. alatoplanum* Andruss., *Paradacna stratonis* Andruss., *Stenodacna angusticostata* Rouss., *Viviparus casaretta* Rouss., *Velutinopsis velutina* Desh. и др. Фауна глин значительно беднее, в большинстве случаев они не содержат никаких окаменелостей. Мощность рудного горизонта обычно находится в пределах 24—50 м (645, стр. 184; 234, стр. 22). Помимо синклинальных зон, россыпи ракушников рудного горизонта устанавливаются в выбросах некоторых грязевых сопок (234, стр. 31—33). В северо-западной части Таманского полуострова устанавливается несогласное залегание рудных слоев на разных горизонтах миоценовых пород (407, стр. 824).

Киммерийские отложения Кубани протягиваются на восток приблизительно до р. Анча-су (Ключевский район). В общем они представлены железистыми песчаниками, ракушниками, глинами с обычного типа фауной. Более глубоководными отложениями являются гипсоносные глины с прослоями и конкрециями сферосидерита, содержащие изредка *Ostracoda* (402, стр. 103). Мощность киммерийских отложений колеблется обычно около 100 м. Фаунистически охарактеризованные рудные слои прослеживаются вплоть до Холмского района. В Калужском районе типичных рудных слоев не встречено; к киммерийскому ярусу здесь относятся красновато-желтые и буроватые глинистые пески, залегающие выше понта. Возможно, что этот же возраст имеет свита чередующихся глин, песков и тонких прослоев железистых песчаников, иногда с фауной в Ключевском районе (данные К. И. Богдановича).

Рудные слои обнаруживают трансгрессивный характер залегания и, перекрывая различные горизонты неогена, ложатся иногда непосредственно на фораминиферовую свиту (Анапский район).

Выше рудного горизонта согласно и без перерыва следует верхний — пантикапейский горизонт, представленный чередованием глин и песков, с преобладанием последних. Часто наблюдаются железисто-песчаные прослои с фауной *Dreissensia theodori* Andruss., *Dr. supracimmeria* David., *Didacna voskoboinikovi* Andruss., *Monodacna maxima* Andruss., *Prosodacna colchica* David., *Pr. krestovnikovi* Ebers et Wass., *Pr. macrodon* Desh. и др.

Фаунистически охарактеризованные пантикапейские слои прослеживаются на восток вплоть до Ахтырского района. Повидимому, более глубоководной фацией этого же горизонта являются немые, темносерые глины со сферосидеритами, наблюдающиеся в восточной части Таманского полуострова и прилегающих участках Кубани выше отложений с фауной рудного горизонта. Мощность пантикапейского горизонта 40—50 м (1258, стр. 508).

Куяльницкий ярус. Куяльницкие отложения, выделяемые иногда под названием Натухайского горизонта (231, стр. 19), известны лишь на Таманском полуострове и в смежной части Кубанской области. Они согласно и без перерыва следуют выше киммерийских отложений и представлены свитой песков и глин до 15—25 м мощности (238) с фауной *Dreissensia theodori* Andruss. var. *kubanica* Krest., *Dr. rostriformis* Desh. var. aff. *vulgaris* Andruss., *Dr. rostriformis* Desh. var. *distincta* May., *Dr. aff. huoti* Andruss., *Dr. cf. angusta* Rouss., *Dr. polymorpha* Pall. var. *regularis* Andruss., *Dr. polymorpha* Pall. var. *occidentalis* Loc., *Limnocardium limanicum* Krest., *Prosodacna subkujalnicensis* Krest., *Pr. sinzori* Ebers. (= *Pr. semisulcata* Rouss. var. *cucestiensis* Sinz. (non Font.), *Monodacna vulgaris* Sinz. var. *planior* Krest., *M. cf.*

*subriegeli* Sinz., *Unio* pl. sp., *Anodonta* sp., *Lithoglyphus* cf. *rumanus* S a b b a, *Zagrabica* sp., *Valvata vanciana* T o u r n. var., *Bulimus* sp., *Hydrobia* sp.

Фаунистически представленные куяльницкие отложения наблюдаются во многих пунктах Таманского полуострова и прилегающей части Кубанской области, начиная с побережья Таманского залива около быв. хут. Певнева до района станицы Абинской, где они представлены также в песчано-глинистой фауне и содержат обычно формы *Prosodacna subkujalnicensis* K r e s t. и др. (797, стр. 38).

Таманский горизонт. Отложения, относимые к этому горизонту, являющемуся аналогом акчагыльского яруса Каспия, развиты в пределах Западного Предкавказья лишь на Таманском полуострове.

В типичном местонахождении они обнажаются по северо-западному берегу Бугазского лимана у сел. Веселовки. Здесь они представлены раковинным известняком и песками с тонкими пропластками глин. В известняке и песках встречаются *Mastra (Avimastra) subcaspia* A n d r u s s., *Cardium* ex gr. *dombra* A n d r u s s. и др. Мощность таманских слоев — 3,4 м. В этом обнажении они подстилаются непосредственно куяльницкими пластами.

Значительно ббльшую мощность (до 25 м) имеют таманские слои в районе горы Поливадиной, около того же Бугазского лимана. В этом пункте они представлены свитой чередующихся песков и глин с подчиненными прослоями галечниковых конгломератов. Среди богатой фауны моллюсков, помимо *Mastra (Avimastra) subcaspia* A n d r u s s., *M. (A) ossozkovi* A n d r u s s., *Cardium* ex gr. *dombra* A n d r u s s. и других акчагыльских форм, встречаются многочисленные пресноводные формы *Unio*, *Viviparus*, *Bulimus*, *Melanopsis*, *Valvata* и др., указывающие на дельтовый характер образования осадков в этом участке. Эти слои сильно дислоцированы и залегают несогласно на майкопских глинах.

Наконец, последним пунктом Таманского полуострова, где известны описываемые отложения, является Азовское побережье у мыса Пекла, где в громадной смещенной оползнем глыбе грубозернистых песков найдены редкие *Mastra (Avimastra) subcaspia* A n d r u s s.

В общем таманские слои представлены мелководными образованиями, местами (у горы Поливадиной) — дельтовыми, указывающими на то, что сюда впадала река повидимому принадлежавшая системе палео-Кубани (1258, стр. 556—561).

Краснодарский горизонт. Верхнеплиоценовые отложения, отвечающие по возрасту, возможно, алшеронскому ярусу Каспийского бассейна, встречены буровой скважиной в Ейске на глубине 37—49 м от поверхности. Здесь в свите грубозернистых кварцевых песков с кварцевой галькой были найдены многочисленные пресноводные моллюски: *Dreisensia polymorpha* P a l l., *Viviparus* ex gr. *diluvianus* K u n t h., *Lithoglyphus* sp. в сопровождении унioniда левантинского типа: *Unio sturi* M. H o e r n. и *U. maximus* P e n e s k e (non F u c h s). Совместно с этими формами на глубине 41 м от поверхности была встречена характерная и руководящая форма алшеронского яруса Каспия — *Apscheronia*, *propinqua* E i c h w. (133, стр. 762—763).

Слои с *Unio sturi* M. H o e r n. имеют в Западном Предкавказье широкое распространение. Кроме Ейска, они были встречены буровой скважиной в Краснодаре, где *U. sturi* M. H o e r n. был обнаружен в «третьем слое песков», мощностью от 15 до 22 м. Нижняя граница слоя располагается на глубине 88—90 м ниже уровня моря (1260, стр. 10—11).

В коренном обнажении эти слои наблюдались по западному побережью Таманского полуострова немного ниже устья балки, идущей от горы Горелой на запад к берегу. Здесь под пластом древнеэвксинского (?) ракушника, на высоте 6—7 м над уровнем моря, виднеются железистые, грубозернистые пески 0,4 м мощностью, подстилаемые железистым мелкогалечным конгломератом такой же мощности с обильной фауной моллюсков: *Unio maximus* Ренекке (non Fuchs), *U. rumanus* Тоугн, var. *emigrans* V. Бог., *U. cf. pseudosturi* Нал., *U. sturi* М. Ногн, var., *U. kalmycorum* V. Бог., *U. chasaricus* V. Бог., aff. *maslakovetzi* V. Бог., *Dreissensia polymorpha* Пал., *Viviparus* ex gr. *diluvianus* Кунтх, *Lithoglyphus* sp.

Конгломерат подстилается ржавыми грубозернистыми песками небольшой мощности, залегающими несогласно на мэотических глинах. Нельзя не отметить поразительного сходства унионидной фауны этого конгломерата с левантинской фауной р. Сала (126).

Широкое распространение в описываемой области в конце плиоцена пресноводных форм моллюсков объясняется тем, что расположенный здесь водоем подвергался интенсивному опреснению за счет притока вод мощных речных артерий палео-Дона и палео-Кубани.

В случае, если дальнейшие исследования подтвердят наличие моллюсков апшеронского яруса, то этот возраст и следует приписать слоям с *Unio sturi* М. Ногн., выделяемым, пока провизорно, под наименованием краснодарского горизонта.

Из полезных ископаемых, известных в плиоценовых отложениях Западного Предкавказья, отмечается присутствие тяжелой окисленной нефти в понтических породах Ильского района (697, 1208). Признаки нефтеносности обнаруживают понтические слои также и в Крымском районе (1205). Залежи горючего газа в г. Темрюке приурочены к надрудным слоям, где он находится, по видимому, во вторичном залегании (1177). В понтических слоях Таманского полуострова встречаются прослои трепела небольшой мощности. Киммерийские отложения того же полуострова содержат прослой бурых железных руд. Запасы последних в одной лишь юго-западной части полуострова достаточно велики. Среднее содержание железа является промышленным (81). Рудные прослои этого же возраста встречаются и в Кубанской области. В качестве строительного материала, имеющего местное значение, служат понтические известняки, разрабатываемые в Анапском, Варениковском, Кесслеровском и других районах.

В отношении водоносности нужно указать, что наличие в плиоценовых отложениях многочисленных песчаных и других пористых прослоев, чередующихся с глинами и содержащих весьма часто хорошие питьевые воды, имеет большое значение для края. Понтические водоносные горизонты, имеющие местами артезианский характер, питают многочисленные колодцы и родники в Ставропольском районе и в Кубанской области. Водами из надрудных образований питаются колодцы многих населенных пунктов. В г. Краснодаре надрудные слои дают артезианские воды весьма высокого питьевого качества (1260). В общем экономическое значение плиоценовых отложений для края значительно.

Большой интерес они представляют и в научном отношении. Дальнейшее изучение их может осветить вопросы о взаимоотношениях Эвксинского и Каспийского бассейнов в верхнеплиоценовое время, о границах морей в районе, о стратиграфическом подразделении свит на отдельные горизонты, о фациальных взаимоотношениях плиоценовых осадков и т. д.

### Плиоценовые отложения Ергеней

Плиоценовые, главным образом, континентальные отложения имеют весьма широкое распространение в пределах Сало-Ергенинского массива, ограниченного на юго-западе Манычами, на северо-западе древним пониженным Доном и на востоке низменной Калмыцкой степью.

В настоящее время среди плиоценовых отложений Ергеней выделяют понтический ярус, ергенинские пески, манычские слои и пестроцветные скифские глины.

Отложения понтического яруса, мощностью до 50 м, с юга и северо-запада сплошным полукольцом охватывают массив Ергеней, прислоняясь к цоколю его, образованному майкопскими глинами. Эти мелководные осадки опресненного морского бассейна, представленные, главным образом, известняками одесского типа и на востоке (район с. Кормового) глинами и подчиненными им песками. Толща косослоистых, так называемых ергенинских песков, развитая на территории высокой степи, издавна привлекала к себе большое внимание и изучалась многими исследователями. Некоторые относят эту толщу к полтавскому ярусу, другие считают ее четвертичной (флювиогляциальной) и, наконец, третьи причисляют ее к миоцену или плиоцену, увязывая накопление массы песков с деятельностью широких аллювиальных потоков. В литологическом отношении рассматриваемая свита, мощностью до 50 м, состоит из кварцевых, главным образом, мелкозернистых, частью из более грубых разноокрашенных песков, в которых располагаются прослои глин и горизонты песчаников. Пески содержат обломки окремневшей древесины, переотложенные отпечатки карбоновой фауны, кремневую гальку, фигурные известково-песчаные конкреции.

В последнее время толща песков Ергеней расчленяется на две свиты — акчагыльскую и апшеронскую. Акчагыльская свита представляет собой обширный покров, располагающийся, главным образом, на размытых майкопских глинах и по юго-восточной окраине массива — на отложениях понтического яруса. Возраст ее определяется, как акчагыльский (с возможным понижением нижней границы), на основании прислонения к ней более молодой апшеронской серии песков, содержащих руководящую нижнеапшеронскую форму *Adelina voluta* Andrus. Апшеронская серия связана с системой потоков, которые размывали акчагыльский песчаный покров местами ниже его основания и образовывали переуглубленные долины.

Схемы седиментации осадков этих двух серий однотипны: от гравелистой фации в основании разреза через промежуточные среднезернистые и мелкозернистые разности к фации глинистых накоплений в верхних частях толщ.

Манычские слои зафиксированы по южному склону плато, где они представлены почти тридцатиметровой толщей глин и песков, залегающих на размытых породах майкопской свиты. Эти слои содержат в большом количестве *Dreissensia pontocaspia* Andrus., что свидетельствует о принадлежности их к самым верхам плиоцена.

Пестроцветные скифские глины, мощностью до 60 м, сплошным покровом застилают рассматриваемую область, имея развитие во всех ее морфологических зонах. Они залегают на ергенинских песках и перекрываются полной серией трехъярусных лёссовидных суглинков.

В литологическом отношении это — красно-бурые, зеленовато-серые и желтовато-бурые неслоистые плотные глины и суглинки, содержащие мер-

гелистые конкреции, кристаллы гипса и марганцево-железистые стяжения. И редко встречаются пачки песков, мощностью до 2 м; в недавние годы установлены типично выраженные погребенные почвы. В возрастной и генетической характеристике скифских глин остается еще много неразрешенных вопросов. Большинство исследователей относит теперь к верхам плиоцена эти безусловно субэаральные полигенетические образования, имеющие много общих черт с перекрывающими их лёссовидными суглинками.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

### Общий обзор

При изучении состава и истории образования четвертичных отложений рассматриваемой территории прежде всего следует отметить, что в области Северного Предкавказья и в горной области Кавказа четвертичная история протекала более или менее самостоятельно.

Область Северного Предкавказья на севере ограничена Манычской впадиной, периодически представлявшей водное соединение Черного и Каспийского морей. На юге она граничит с Предкавказской депрессией и охватывает, таким образом, северную часть Предкавказской равнины и нераздельно связанное с нею Предкавказское или Ставропольское поднятие, а в восточной части и Прикаспийскую низменность между низовьями рр. Кумы и Терека. В конце третичного времени эта зона, повидимому, жила одной жизнью с более южной зоной. После образования яруса красных надплиоценовых глин армавирской свиты, являющейся согласно В. П. Колесникову (604) континентальным эквивалентом всей послеплиоценовой части плиоцена, образование синклинали прогиба по нижнему течению рр. Кубани и Терека, с одной стороны, и возникающее поднятие Ставропольских высот — с другой, обособили эту зону от южной зоны.

Четвертичная история горной области Кавказа тесно связана с ледниковыми и межледниковыми эпохами Кавказских гор. Здесь мы выделяем две подзоны — равнинную, представляющую собой область накопления флювиогляциальных и аллювиальных отложений ледниковых и межледниковых эпох (Кубанская равнина западной части, Кабардинская, Осетинская и Сунженская равнины восточной части), и горную область или область оледенений и преобладающего механического выветривания, дающую материал для образования наносов на равнине.

Такая сложная четвертичная история отдельных частей рассматриваемого края, еще более усложняемая повторными и притом разновременными морскими трансгрессиями на востоке (Каспий) и на западе (Черное море), делает задачу стратиграфического сопоставления отдельных частей рассматриваемой области весьма нелегкой. Трудность ее еще усугубляется далеко недостаточной изученностью вопроса о стратиграфических соотношениях континентальных образований с морскими осадками Черного и Каспийского морей и послетретичных отложений этих морей между собой. Поэтому на все подобного рода попытки в настоящее время надо смотреть, как на рабочие гипотезы, которые в ближайшем будущем, может быть, придется значительно изменить под давлением новых фактов.

Таких попыток синхронизации континентальных и морских отложений между собой и отложений Черного моря с отложениями Каспийского делалось немного. Из сопоставлений последнего рода необходимо прежде всего назвать работы Н. И. Андрусова (24, 26, 29, 30, 33, 37, 1886), А. Д. Архангельского (59), А. П. Павлова (800), В. В. Богачева (120, 127,

132), Н. Б. Вассоевича и А. Г. Эберзина (248), И. М. Губкина (409), В. П. Колесникова (611), причем в большинстве работ главное внимание обращено на осадки третичного возраста, четвертичные же отложения рассматриваются только попутно. Исключение составляет большая работа А. Д. Архангельского и Е. М. Страхова (59), посвященная преимущественно четвертичной истории Черноморского бассейна, причем делается интересная попытка увязать историю Черного моря с историей суши. Попытка увязать северные оледенения непосредственно с кавказскими, минуя морские бассейны, была сделана Г. Ф. Мирчинком (753), который сопоставлял с этой целью древние террасы рр. Кубани и Дона и принял во внимание довольно многочисленные работы ряда геологов в районе Нижней Волги и северной части Каспия. В 1932 г. А. Л. Рейнгард сделал опыт увязки истории оледенений Кавказа с историей Каспийского моря (934), а затем и с образованием террас Черноморского побережья (931). В 1934 г. он предложил рабочую схему увязки истории Каспия, Черного моря и Кавказа (926), причем в качестве исходного положения принял свои собственные наблюдения в районе Сочи — Сухуми на Черноморском побережье Кавказа, и свои и В. Д. Голубятникова — на побережье Каспия, а также наблюдения М. М. Жукова (1933 г.) по Восточному Манычу и низовьям рр. Кумы и Терека. Из этих наблюдений вытекает необходимость начало трансгрессий Каспийского моря совмещать с началом оледенений, а их наибольшее развитие, как и трансгрессии Черного моря, — с началом или первой половиной межледниковых эпох. Это чередование явлений трансгрессий и регрессий в обоих пограничных с Кавказом бассейнах и дает нам главный ключ к установлению соотношений в ходе четвертичной истории перечисленных выше зон рассматриваемой нами области.

Для увязки континентальных отложений с морскими А. Д. Архангельский (59) дает для Черного моря следующую схему:

Древнее и современное Черное море . . . . .	Последниково-е время
	Опускание
Новоэвксинский бассейн . . . . .	вюрмское оледенение
	Подняtie
Карангатский бассейн . . . . .	рисс-вюрмский интергляциал
	Опускание
Послезуунларский бассейн (предполагаемый) . . . . .	рисское оледенение
	Подняtie
Узуунларский бассейн . . . . .	миндель-рисский интергляциал
	Опускание
Древнеэвксинский бассейн . . . . .	миндельское оледенение.

Ниже следует пробел, а затем идут слои Чауды с опресненной фауной, но А. Д. Архангельский здесь заканчивает свое сопоставление и не касается вопроса о гюнцском оледенении.

Можно считать установленным, что лёссовидные суглинки, занимающие всю площадь от Манычской низины до Кубани и Ставропольской возвышенности, представляют комплекс осадков всего четвертичного времени от гюнца до вюрма включительно.

Установленная К. И. Лисициным на основании его исследований в устье р. Дона и по Западному Манычу древнечерноморская трансгрес-

сия, непосредственно следующая за вюрмским оледенением, отвечает вюрмской (хвалынской) трансгрессии Каспийского моря. В остальном Маныч пока представляет загадку и не может быть использован с достаточной надежностью для увязки истории Каспийского и Черного морей. Возрастные определения террас Маныча, даваемые К. И. Лисицыным, плохо вяжутся с фактом погружения вюрмских и рисских террас у берегов Черноморского бассейна под современный уровень моря (931). А. Л. Рейнгард считает более приемлемым взгляд Г. Ф. Мирчинка, согласно которому высокая, сложенная мощными суглинками терраса, сопровождающая берега Маныча у Садковского лимана, относится к миндель-рисскому времени и частью к минделю (ее основание), пойма долины сложена вюрмскими и послевюрмскими наносами, а под ними залегают отложения послерисской трансгрессии.

Если мы теперь сделаем попытку сопоставить четвертичные образования Кавказа, Черного и Каспийского морей, то в отношении новочетвертичного времени дело обстоит относительно благополучно. Но начиная с миндельской ледниковой эпохи, уже появляются затруднения, которые при исследовании отложений, залегающих ниже древнеэвксинских, возрастают настолько, что делают сопоставление начала четвертичного и конца третичного времени почти невозможным. Задача эта еще более осложняется большой неясностью в вопросе о том, где следует проводить границу четвертичной и третичной систем. До недавнего времени большинство исследователей, вместе с Н. И. Андрусовым, приравнивали бакинские отложения к слоям мыса Чауды и относили и те и другие к верхам плиоцена, и только бакинские геологи, с Д. В. Голубятниковым во главе, считали бакинские отложения самыми низами постплиоцена. Весной 1933 г. совещание специалистов по третичной и четвертичной системам в Ленинграде пришло к заключению, что нашим современным знаниям более всего отвечает проведение границы ниже бакинского яруса и выше слоев Чауды. Этим самым слои Чауды сопоставляются с перерывом или, может быть, отчасти со слоями хребта Харами Каспийского бассейна, а гурийские слои Черноморского побережья отвечают апшеронскому ярусу, с которым, по мнению многих, синхронно гюнцское оледенение. В 1936—1939 гг. высказывалось стремление (С. А. Гатуев, Л. Ш. Давиташвили, А. Л. Рейнгард, 926) к дальнейшему понижению нижней границы постплиоцена и включению в него апшеронского-чаудинского и даже акчагыльского-куяльницкого ярусов, встречающее пока сильные возражения со стороны специалистов по третичной фауне Черного и Каспийского морей. С перенесением апшерона и верхов акчагыла в четвертичную систему мы имели бы все оледенения в последней, что совпало бы с точкой зрения альпийских геологов, начинающих четвертичное время с гюнца, но тогда получилось бы еще большая несогласованность схем Черного и Каспийского морей с континентальными отложениями.

Для Черного моря надежное сопоставление континентальных и морских отложений кончается карагатскими слоями (рисс-вюрм), сопоставления рисских и миндельских отложений с морскими уже мало надежны, положение гюнцского оледенения еще совершенно проблематично.

Дальнейшее изучение этого вопроса, в особенности в связи с исследованиями В. Д. Голубятникова и И. Ф. Пустовалова на побережье Каспия, заставило А. Л. Рейнгарда ограничиться параллелизацией ледниковых эпох Кавказа с историей Каспийского моря, оставляя пока в стороне явления в Черном море. При этом с основу стратиграфии каспийских

отложений положена схема П. А. Православлева, как наиболее отвечающая наблюдаемым фактам, с дополнениями по исследованиям Д. В. и В. Д. Голубятниковых. Приводим эту схему.

Таблица 9

Сопоставление стратиграфии отложений Каспийского бассейна и ледникового периода на Кавказе (и в Альпах)

Каспийский бассейн	Горные области
а. Джорджанские слои б. Саринские слои в. Кемрудские слои	? Стадия Даун ? Стадия Гшнютц ? Стадия Вюль
1. Хвалынский ярус. <i>Didacna trigonoides</i> . Трангрессия	1. Вюрмское оледенение. Морены и I терраса (джибельская на р. Самуре)
1а. Ательский ярус. <i>Swcinea, Timnaeus, Planorbis, Elephas</i> . Регрессия	1а. Рисс-вюрм
2. Хазарский ярус. <i>Didacha sutchanica</i> . Трангрессия	2. Рисское оледенение. Морены и II терраса (гильярская на р. Самуре)
2а. Косоожская свита. Регрессия. Астраханский горизонт красных глин. Сингальская свита. Конец трангрессии	2а. Миндель-рисс
3. Бакинский ярус. Верхний отдел. <i>Didacna baeri, D. catillus</i> . Трангрессия	3. Миндельское оледенение. Морены, нижние покровные галечники и III терраса (койсунская на р. Самуре)
3а. Бакинский ярус. Нижний отдел	3а. Гюнц-миндель (леджетская терраса на р. Самуре). Верхняя часть свиты Рухе-дауар
Перерыв, складкообразование	
4. Апшеронский ярус. Верхний отдел. <i>Arscheronia propinqua</i>	4. Гюнцское оледенение. Морены и верхние покровные галечники. Кусарская галечниковая толща
Средний и нижний апшерон	Нижняя часть свиты Рухе-дауар (?)

### Континентальные отложения

Рассмотрение континентальных четвертичных отложений мы проведем по основным их генетическим типам. По возрасту все они подразделяются на современные ( $Q_2$ ) и древние ( $Q_1$ ). Во многих случаях, как увидим дальше, возможно и более дробное подразделение по возрасту. По возможности проводится увязка континентальных отложений с морскими, которые подробнее рассматриваются в других разделах. О вулканогенных четвертичных образованиях речь идет в главе о вулканизме.

I. Ледниковые наносы (морены и мореноподобные отложения) разделяются на современные ( $Q_2^{gl}$ ) и древние ( $Q_1^{gl}$ ).



1. Современные морены ( $Q_2^{s1}$ ) во всех видах (конечные, боковые, срединные и основные) встречаются только в непосредственной близости от современных ледников и характеризуются прежде всего свежестью своих форм. Можно ясно различить несколько поясов конечных и боковых морен, отмечающих различные моменты наступания. Особенно резко выделяются своей величиной и свежестью морены пятидесятих годов XIX столетия; если конечные морены здесь и не всегда сохранились, то боковые ясно очерчивают границы ледников того времени, возвышаясь над современным дном долин на большую высоту, иногда до 50—100 м. По сравнению с современным положением ледниковых языков, они выдвигаются вниз по долине у средних ледников до 0,5 км, у наиболее крупных до 1 км (например, ледник Дых-су).

Из-под этих морен у многих ледников выглядывают более древние морены, которые по их относительно свежему характеру и отчасти на основании аналогии с Альпами можно отнести к двадцатым годам прошлого столетия. Несколько дальше намечается еще один моренный вал, уже значительно задернованный и даже поросший древесной растительностью (например, у ледника Большого Азау на р. Баксане), вероятнее всего относящийся ко времени значительного ухудшения климата в XVII в., сопровождавшегося повсеместным наступанием ледников (182, 217, 1266, 1271, 1290, 1293, 1304, 1318, 1339).

2. Древние морены ( $Q_1^{s1}$ ). Мы можем различить моренные отложения несколько (не менее трех) ледниковых эпох, разделенных в одних случаях временем отложения межледниковых аллювиальных, делювиальных и иногда вулканогенных отложений, в других временем значительной глубины водной эрозии, в результате которой эти морены лежат на разных уровнях (более древние выше) по склонам долин (226, 642, 753, 924, 928, 929, 954, 965, 969, 1010, 1083, 1304, 1326, 1330).

а. Морены последнего оледенения ( $Q_1^w$ ) наблюдаются преимущественно в горной области и только у г. Дзауджикау (Владикавказ) они отмечены почти у самого выхода долины Терека из гор. По Л. Н. Пламеневскому (822), морены вюрма прислонены к III террасе Терека в 3 км южнее города, т. е. на абсолютной высоте 750 м. Следы оледенения несет не только Главный хребет, но и наиболее высокие передовые цепи и массивы, не исключая и сложенных верхней юрой Скалистых гор. Наиболее западный пункт, где установлены следы древних ледников, — это обширный массив Фишт-Оштен с далеко выступающими на север отрогами, где морены спускаются по долинам рр. Цице и Курджипса ниже 1350 м (172, 428, 429, 753). В бассейне р. Малой Лабы ледники опускались по р. Уруштену до 1200 м (936, 1325), а по самой Малой Лабе до 1100 м (уроч. Умпыр), а может быть и еще ниже. Верховья рр. Большой Лабы, Большого Зеленчука и истоки Малого Зеленчука — Схауат (Аксаут) и Марух — в этом отношении исследованы очень мало (427). По большому Зеленчуку морены известны только до Старого Жилища (1450 м), но, несомненно, идут значительно ниже. Зато бассейны Теберды и Кубани изучены относительно подробно (5, 172, 770, 917, 935, 940, 1293, 1327). По р. Теберде ледник последнего оледенения спускался до 1000—1100 м немного не доходя до сел. Нижнетебердинского (Сенты), по Кубани — немного дальше сел. Картджурт, до высоты 1200 м. На южном склоне в долине р. Мзымты морены последнего оледенения спускаются немного ниже Красной Поляны, до высоты 380 м (762, 924, 936).

В Центральном Кавказе ледники главных долин спускались не ниже, чем в Западном: в долине р. Баксана — до устья р. Кастанты-су (1200 м),

по р. Чегему — до 1250 м, по Безингиевском Черему до 1150—1200 м. Ледник Уруха спускался до начала теснины в верхнеюрских известняках (1100 м), а Ардонский оканчивался у с. Старого Биза (850 м). Громадная конечная морена лежит выше сел. Унал в устье одноименной речки (1326). По р. Фиэг-дону морены располагаются до высоты 1200 м, по Гизель-дону — до 1400 м, а по Генал-дону — до 1150 м. О вюрмской морене по Тереку было сказано выше.

По р. Ассе даны С. И. Стрешевского (547), А. П. Герасимова (292) и В. П. Ренгартена (954) говорят только о стадияльных моренах. Еще более отрывочные данные о моренах в бассейне р. Аргуна и Дагестане мы встречаем в работах А. Н. Рябина (1023), Н. И. Андрусова (38) и других авторов (1293, 1318).

Кроме положения ледников последнего оледенения в максимальную фазу, во многих долинах Западного и Центрального Кавказа установлен ряд стадий отступления. Лучше других изучены бассейны рр. Теберды, Кубани, Баксана, Уруха, Ардона, Фиэг-дона, Гизель-дона и значительно слабее Терека (172, 175, 182, 209, 217, 220, 292, 770, 911, 916, 917, 918, 919, 935, 940, 951, 954, 963, 965, 972, 1083, 1089, 1296, 1297, 1326, 1327). В общем можно отличить от трех до семи стадий отступления, причем особенно заслуживает внимания сложная вторая стадия отступления, состоящая из двух-трех рядов конечных морен (на рр. Азтеке и Назалы в бассейне Теберды, в долине р. Зарамага, в бассейне р. Ардона, у с. Джимары на р. Гизель-доне) и этой своей особенностью облегчающая параллелизацию стадий в отдельных районах Кавказа.

б. Морены предпоследнего, значительно большего оледенения ( $Q_1^B$ ) изучены очень мало и известны только местами. В долине Кубани они встречаются около с. Хумары, в боковой балке, на высоте около 800 м (753, 770, 1327). В долине р. Малки, по наблюдениям С. И. Талдыкина и А. Л. Рейнгарда, у Верхнего Хабаза на высоте 145 м над рекой имеется моренный напос с крупными валунами красного гранита. Ледник спускался еще километра на 3—4 ниже и оканчивался на уровне около 1000 м. Ниже идут уже отвечающие этой морене террасы. По р. Черему, выше с. Кашка-тау (750 м) из-под галечников вюрмской террасы выступают громадные валуны гранита, о которых упоминает уже Э. Фавр (1302). По В. П. Ренгартену, есть основания считать их остатками рисской морены. Крупные валуны по р. Лескену, на полянах Даргон и Дидинат, а также по р. Уруху выше устья р. Хаэны-дон (Хыэны-су) еще не исследованы.

В долине р. Ардона поражает полное отсутствие более древних террас, чем террасы последнего оледенения, вследствие чего приходится допускать возможность выхода ледника далеко на равнину. Может быть с этим оледенением следует привести в связь часть выветрившихся валунов гранита по левому склону долины Ардона против сел. Унал на высоте до 1200 м (927, 1325, 1326). В долине р. Фиэг-дона следов более древних оледенений не известно (валуны порфиритов у выхода на равнину?). Зато у выхода на равнину р. Гизель-дона в районе сел. Новое Саниба и Гизель установлено присутствие несомненных морен предпоследнего оледенения на уровне 650 м (217, 824, 948, 1326). По Тереку следы морен того же возраста, указанные впервые Г. Абигом (1271), прослеживаются по крайней мере до с. Михайловки, а отдельные крупные валуны гранитов и андезитов встречаются и в древней флювиогляциальной террасе (500 м), лежащей севернее с. Беслана (920, 951, 1327).



Фото 10. Стадиальные вюрмские террасы в долине р. Адыл-су (бассейн Баксана).

Морены предпоследнего оледенения и отдельные валуны встречаются и глубже в горах. Прежде всего надо упомянуть морены, пересланяющиеся местами с флювиогляциальными отложениями, в долине Терека между с. Циклаури и Гергети, на которых лежит мощный многоярусный поток лав Казбека (927, 951, 1317, 1325). В обход последнего, Терек промыл эпигенетическую долину, по которой двигался затем ледник последнего оледенения. Сюда же надо отнести и отдельные валуны, находимые в ряде долин (Генал-дон, Ардон, Черек) на значительно большей высоте (250—300 м) над поверхностью ледника последнего оледенения (671, 753, 824, 1326, 1327).

с. Морены еще более древнего оледенения ( $Q_1^M$ ) известны пока только в районе Центрального Кавказа в пределах Кабардинской АССР. Сюда надо отнести конечную морену с громадными валунами светлого гранита в долине Баксана у электростанции, где она входит в состав галечной террасы с вулканическими пеплами и располагается на высоте 650 м и до 120—150 м над долиной, затем морену на горе Каменной в Терском хребте, восточнее станции Вознесенской (865, 885, 920, 1328) и дислоцированные морены и мореноподобные отложения Кабардинско-Сунженского хребта в районе сел. Батако-юрт, Заманкул (794), Ачалуки, равно как и на перевале по дороге из последнего к железнодорожной станции Назран и у ст. Дарг-кох (979) на Терске. Наиболее вероятен миндельский (= верхнебакинский) возраст всех этих исполинских конгломератов. Характерно, что на горе Каменной и в районе сел. Ачалуки в составе их нет гранитов, тогда как западнее они встречаются.

d. Морены самого древнего оледенения ( $Q_1^G$ ), на возможность существования которых указывают наиболее высокие галечниковые террасы и покровные галечники рр. Кубани, Малого Зеленчука и Урупа и остатки древних покровных галечников к юго-востоку от Пятигорска (930, 975), пока еще нигде не установлены с несомненностью, но весьма возможно, что сюда надо отнести и мореноподобные отложения в Кабардинских горах, описанные М. С. Швецовым (1237), Н. Г. Орловским (794) и В. П. Ренгартеном (979). Кроме того, В. П. Ренгартен (951, 979) описывает слой моренных суглинков с крупными валунами в верхах дислоцированной толши континентальных алшеронских отложений по р. Гизель-дону.

II. Аллювиальные отложения, подобно гляциальным, распадаются на современные ( $Q_2^{al}$ ) и древние ( $Q_1^{al}$ ). С генетической точки зрения весь рассматриваемый район разделяется на следующие ясно обособленные части: 1) горную область: (925, 848, 1190, 1246). 2) Приазовско-Кубанскую равнину: 3) Южнокубанскую равнину, расположенную к югу от предыдущей (753, 922, 1262); 4) Кабардинскую, т. е. Баксано-Малкинскую, Осетинскую (916, 927, 975, 1325, 979) и Сунженскую равнины, находящиеся вдоль предгорий Центрального и Восточного Кавказа и с севера ограниченные Кабардинскими горами; 5) Кумско-Терскую равнину (275, 735, 930, 979) и 6) Приманычскую равнину, протягивающуюся от устья р. Маныча до границ каспийской трансгрессии. За исключением последней, происхождение которой сложное, остальные представляют собою наклонные равнины речного происхождения различного возраста.

Наиболее молодым членом аллювиальных отложений ( $Q_2^{al}$ ) являются галечники, хрящ и пески, слагающие поймы рек в горах и на равнине. Литологический состав их зависит от состава пород, обнажающихся в бассейне данной реки, размеры зерен — от породы и дальности переноса. В горах преобладают крупные галечники, переходящие на равнине

постепенно в мелкий песок низовьев рек. Современный аллювий образует невысокие пойменные террасы, расположенные редко выше 1,5 м (735, 1190).

Древний аллювий ( $Q_1^{al}$ ) образует серию горных террас разной высоты и возраста и широкие предгорные наклонные равнины (Кабардинскую, Осетинскую, Сунженскую и часть Южнокубанскую), частью же покровы на плоских высоких водоразделах между глубоко врезанными долинами главных рек, в которые вложены продолжения древних речных террас горной области. Некоторые из этих террас в горах увязываются с моренами разных оледенений — это флювиогляциальные террасы; другие высокие террасы проходят мимо конечных морен последнего и более древних оледенений далее в горы. Это явление особенно четко наблюдается в долинах рр. Баксана (965) и Черека (671). Флювиогляциальные террасы наиболее полно развиты в долинах рр. Кубани, Малого Зеленчука, Большого Зеленчука и Урупа, где их можно насчитать не меньше трех серий. На левом берегу Кубани в районе г. Черкесска в области развития палеогеновых отложений мы наблюдаем (753, 918, 943, 1327, 1329) ряд террас следующего строения:

1. Терраса в 23—24 м ( $Q_1^{WII}$ ). На цоколе из коренных пород залегают галечники с преобладанием гранитов (2—3,5 м) и суглинистая почва (0,5 м).
2. Терраса в 30 м ( $Q_1^{WI}$ ). На цоколе из коренных пород залегают галечники с преобладанием гранитов (2—2,5 м), суглинки и почва (до 1,5 м).
3. Терраса в 45 м ( $Q_1^{W1}$ ). На цоколе из коренных пород залегают галечники (6—8 м) и суглинки (3 85 м) с двумя горизонтами погребенных почв.
4. Терраса в 120—125 м ( $Q_1^R$ ). На цоколе из коренных пород залегают выветрившиеся галечники (6—10 м) и суглинки (5,5 м) с двумя слоями погребенных почв.
5. Покровные сильно выветрившиеся галечники водораздела на высоте 175 м ( $Q_1^M$ ), прикрытые красновато-бурым суглинком.

Кроме этих террас, имеются еще три стадияльных террасы в 12, 8, и 6 м. Террасы 1, 2 и 3 и стадияльные увязываются с конечными моренами двух последних оледенений. Этот факт дает нам возможность обозначить возраст Кабардинской, Осетинской и Сунженской равнин в частях, лишенных суглинистого покрова, как  $Q_1^{WII}$ , а древние галечные террасы вдоль северного края двух последних равнин — как  $Q_1^{WI}$  и  $Q_1^R$ .

В Центральном Кавказе, в связи с тем, что треть с конца оледенения значительно выступало из гор на равнину, в горы проникают только террасы  $Q_1^W$  и  $Q_1^R$  (рр. Баксан, Чегем); там же, где на равнину выходили и ледники предпоследнего оледенения (рр. Терек, Гизельдон, Ардон и, вероятно, Урух), в горы проникают только террасы  $Q_1^W$ . В некоторых же долинах, кроме стадияльных, повидимому, имеются террасы межледникового возраста.

В бассейне р. Сулака в Дагестане Д. В. Дробышев (451) различает террасы в 5, 25, 40—50, 65—75, 100 и 165—175 м (по рр. Сулаку, Андийскому, Аварскому и Казикумухскому Койсу), а по Кара-Койсу — и на высоте 300 м (на р. Сулаке последней отвечает террасе в 200 м); однако ему не удалось увязать их ни с моренами, ни с береговыми террасами Каспия. Условно первые три террасы он обозначает как вюрмские, 75-метровую — как рисскую, 100—175-метровые — как дорисские и 200—300-метровые — как мундельские. Характерно как для Западного Кавказа, так и для Дагестана, что верхние террасы ( $Q_1^M$ ) и покровные галечники ( $Q_1^G$ ) отделены от нижних террас ( $Q_1^W$  и  $Q_1^R$ ) большим промежутком

эрозии и периодом значительного поднятия — их уклон значительно круче. Для верхних террас характерно присутствие вулканических пеплов, в особенности в Центральном Кавказе.

Покровные галечники особенно хорошо развиты на плоских водоразделах Южнокубанской равнины между рр. Кубанью, Малым и Большим Зеленчуками, Урупом и Лабой и отчасти между последней и р. Белой, а в Центральном Кавказе — в районе Кавказских минеральных вод, где можно различить в сущности два яруса покровных галечников. Верхний, сохранившийся в небольших клочках у горы Юцы и у Золотого кургана, ( $Q_1^G$ ), повидимому старше покровных галечников Кубани под г. Черкесском, а нижний ( $Q_1^M$ ) — на уровне Армянских высот — отвечает этим последним (930, 975).

Вниз по долинам рек в пределах равнины верхние террасы, палающие более круто, скрываются под более молодые. На Кубани это явление наблюдается, начиная от ст. Кавказской, где под уровень реки скрывается четвертая терраса, галечники и пески которой слагают основание почти всей Приазовско-Кубанской равнины в треугольнике Краснодар — Кавказская — Ейск, уходя здесь глубоко под толщу суглинков. На Подкумке покровные галечники Армянских высот обрываются у станции Георгиевской. На Малке галечники второй террасы ( $Q_1^B$ ) скрываются под первую террасу у с. Малки (быв. Ашабово), южнее горы Куба-тапа (284, 930). То же самое наблюдается на Сунженской равнине и затем у выхода р. Сулака из гор, где «наклонная терраса» Н. И. Андрусова (38), которую Н. С. Шатский (1231) условно приравнивает к бакинскому ярусу, скрывается под более молодые наносы у края гор, немного севернее аула Бовтугай. Кроме того, Н. С. Шатский указывает на существование еще более древних (хонзахойских) покровных галечников, условно относимых им к акчагылу — ашперону, хотя считает более вероятным их плейстоценовый возраст.

III. Суглинки, пользующиеся повсеместно, за исключением граничной зоны Главного хребта, широким распространением, особенно на равнине, где в северной части они достигают громадной мощности (до 100 м и более), совершенно закрывая во многих районах подстилающие породы, представляют генетически и по своему составу сложное образование. Ввиду трудности их разделения под этим сводным названием приходится рассматривать: 1) покровные суглинки флювиогляциальных террас в горах и на равнине; 2) делювиальные суглинки склонов; 3) покровные суглинки водоразделов в северной части равнины и 4) элювиальные суглинки.

Покровные суглинки на флювиогляциальных террасах развиты как в горах, так и в южной части Предкавказской равнины, в особенности между р. Кубанью и предгорьями, а также в бассейне р. Малки и далее на восток до границы распространения каспийских трансгрессий. Они характерны для второй, третьей и четвертой (водораздельной) террас, и границы их распространения более или менее точно совпадают с границами распространения этих последних. На нижних террасах их обыкновенно нет. Это — по большей части сильно карбонатные светло-серовато-желтые лессовидные, песчанистые суглинки, местами с прослойками и линзами песка, глины и иногда мелкой гальки, преимущественно делювиального происхождения. В районе г. Черкесска они лежат на 30-метровой террасе нижней серии ( $Q_1^{WT}$ ) слоем всего в 1—1,5 м. на второй и третьей террасах они становятся многоярусными, но, повидимому, число погребенных почв бывает различно, и определение возраста террасы

исключительно по ним мало надежно. Так, в районе г. Черкесска двуярусные суглинки залегают и на террасе  $Q_1^R$  и на террасе  $Q_1^M$ . В разрезе левобережной террасы  $Q_1^R$  в долине р. Баксана, в районе сел. Кыз-бурун II над галечниками в толще суглинков в 15 м мощности различаются до семи горизонтов погребенных почв. Для самой верхней террасы левого берега р. Кубани в районе хут. Новогеоргиевского В. П. Колесников (602) наблюдал над галечниками в толще суглинков в 11 м два слоя погребенных почв.

Суглинки нижних террас — светлые, серовато-желтые, тонкопылеватые, подобно настоящим лёссам, легко образуют вертикальные отдельности. На более древних террасах они становятся плотными, тяжелыми и принимают более желто-буроватую окраску, доходящую в верхних террасах и на водоразделах до красно-бурого оттенка, причем суглинки становятся богатыми известковистыми конкрециями, располагающимися довольно правильными рядами параллельно поверхности террасы.

В нижних горизонтах суглинки обыкновенно становятся более песчанистыми, что заметно как на второй и третьей террасах Кубани, так, в особенности, на Кумско-Малкинской водораздельной равнине. В последнем случае мощные (до 35—40 м) суглинки, разделенные несколькими горизонтами погребенных почв, наверху пылеватые, лёссовидные, часто элювиального характера, книзу становятся настолько песчанистыми, что местами могут быть охарактеризованы как супесь. Очень сходный характер имеют суглинки района Минеральных Вод, залегающие на покровных галечниках рр. Кумы, Подкумка, Этоки и Золки и на вложенных в первые две из этих долин террасах, причем и здесь можно подметить те же различия в характере покровных суглинков и суглинков террас. Они также более плотные, тяжелые, и более бурой окраски на верхних террасах и водоразделах и более лёссовидные на третьей джамгатской террасе и на водораздельной равнине между рр. Малкой и Кумой, восточнее г. Георгиевска (275, 280, 283, 284, 604, 753, 930, 1327).

Делювиальное происхождение суглинков, плащеобразно переходящих со склонов на речные террасы, иногда доказывается ясно их петрографическим составом. В горах это преимущественно продукты выветривания коренных пород, на равнине — переотложенные покровные суглинки. Наибольшая мощность их наблюдается у подножья склонов (до 5—10 м), но с увеличением расстояния от подошвы склонов она быстро убывает.

Покровные суглинки плоских водоразделов и междуречных высот вдоль южного края равнины представляют переход ко второму типу суглинков — тем покровным суглинкам (14, 119, 220, 280, 529, 602, 603, 604, 664, 851, 1075, 848), которые распространены главным образом к северу от указанной выше границы. Они образуют здесь сплошной покров, одевающий все неровности предкавказских степей, за исключением Ставропольской возвышенности и главных долин этого района (Калáус, Егорлык), до самого Маныча; мощность их увеличивается в северном направлении и достигает 100 и более метров (в районе станицы Белоглинской свыше 200 м). Эти суглинки отличаются своим бурым цветом различных оттенков. Книзу они становятся более песчанистыми.

П. А. Православлев (851) для участка правого берега Кубани, между г. Кропоткиным и станицей Темижбекской, дает послыльный разрез толщи в 42 м этих суглинков, залегающих на песках и галечниках. Вверху наблюдаются пылевидные лёссы, книзу они быстро сменяются все более и более песчанистыми суглинками полосчатой окраски, бурно вскипающими с HCl и заключающими выпцеты гипса и три горизонта сильно

гумусированных суглинков. В нижних горизонтах суглинков встречен пропласток вулканического пепла, сходного с пеплами окрестностей г. Нальчика. Кроме того, в этой же свите встречаются кости *Bos*, *Equus*, *Cervus*, *Elephas* и др. (851). В верхней части песчано-галечной свиты П. А. Православлевым собраны и определены И. В. Даниловским *Vallonia pulchella* Müll., *Galba truncatula* Müll., *Bythinia tentaculata* L., *Limnea stagnalis* L., *Limnea* sp. (*auricularis*? L.), *Succinea* sp., *Planorbis marginatus* D r a p., *Planorbis* sp., *Armiger cristatus* L., *Pisidium obtusale* P f f., *Sphaerium* sp. (*cornutum*? L.), *Limas* sp., Ostracoda, обломки позвонков рыб. Несколько севернее, на водоразделах между рр. Челбасом, Бейсугом и Кубанью, верхний черноземный слой, достигающий мощности 1—1,8 м, содержит изредка кости наземных позвоночных и раковины *Buliminus tridens* Müll., а также следы разложившихся травянистых растений (848).

Описанный П. А. Православлевым (851) профиль с несомненностью показывает, что покровные суглинки Предкавказской равнины представляют генетически сложное образование, преимущественно делювиального, частью аллювиального, пролювиального и даже элювиального и эолового происхождения (664, 848). Их образование относится к различным моментам ледниковых и межледниковых эпох, начиная с предпоследней межледниковой эпохи и кончая последней ледниковой (14, 603, 604). По мнению А. Л. Рейнгарда, нижняя толща галечников может быть отнесена к гюнцу. П. А. Православлев в работе 1932 г. (848) говорит, что «по крайней мере, верхняя часть песчанистой свиты Прикубанской равнины моложе киммерийского века и древнее момента затопления западной и северной окраины Прикубанья водами послетретичного Азовского моря», а низами она «быть может захватывает хазарский, бакинский и кюяльницкий века».

В районе Арзгира, по В. А. Кузнецову (664), главная масса суглинков налегает на среднекаспийские морские отложения (= хазарский ярус) и покрывается супесями с верхнекаспийской фауной (= хвалынский ярус и выше), т. е. соответствует рисс-вюрму или ательскому ярусу Каспия.

Элювиальные суглинки распространены на равнине в районе Ставропольских высот, местами на наиболее высоких частях плоских водоразделов ближе к горам и в горах на уплощенных склонах и плоских вершинах. Они очень разнообразны по своему составу и окраске, зависящим всецело от состава коренных пород, на которых они залегают.

IV. Делювий горной области, осыпи и обвалы можно охарактеризовать следующим образом. В горах делювиальные образования развиты повсеместно, но особенно сильно там, где выступают породы, рассыпающиеся при выветривании на мелкие обломки (например, в областях развития нижне- и среднеюрских глинистых сланцев).

При образовании мощных скоплений делювия немаловажную роль играют климатические факторы. Так, крутые осыпи по ложбинам быстро растут в связи с перигляциальным выветриванием и с падением снежных лавин. Развитие мощных ледников в ледниковую эпоху привело к подпруживанию устьев боковых долин и балок и к накоплению в этих пазухах огромной массы обломочных делювиальных отложений, рисующихся ныне, после ухода ледников, в виде террасообразных площадок.

У подножья крутых, обрывистых склонов, стенок трогов и каров накопляются осыпи, постепенно погребавшие под собой эти ледниковые формы. Подножие южных эскарпов верхнеюрского Скалистого хребта характеризуется накоплением огромных осыпей с крупными глыбами и отторженцами этих известняков (в долинах рр. Чегема, Уруха, Ардона,



Фиаг-дона и Генал-дона). Эти накопления образовывались в течение очень продолжительного времени; в некоторых случаях приходится приписывать их происхождение внезапным обвалам под влиянием сейсмических толчков и даже новейших тектонических подвижек, например, у водопада Пурт на р. Гизель-доне (В. П. Ренгартен, 1948).

Мелкая мергелистая и известковая полуокатанная щебенка пород верхнемелового возраста, происходящая с Джинальского хребта, покрывает плоские водоразделы рр. Малки и Золки в районе станицы Зольской, залегающая на покровных суглинках  $Q_1^M$  слоем в 0,5—1 м; из этого можно заключить, что она относится ко времени, предшествовавшему образованию долин рр. Золки и Этоки.

Делювиальные мантии из мелкой щебенки одевают подножие лакколитов Пятигорья. Эти мантии сливаются своей поверхностью с поверхностью джамгатской террасы Подкумка и, следовательно, относятся к предпоследнему оледенению. В настоящее время в их поверхность врезаны балки, дно которых отвечает более низкой, пятигорской террасе, относимой А. Л. Рейнгардом к последней ледниковой эпохе (1930).

V. Озерные отложения, распространенные в описываемой области очень мало, разделяются на два типа: 1) озерные отложения на равнине и 2) озерные отложения в горах.

1. Озерные отложения Предкавказской равнины, где испарение значительно преобладает над осадками, представлены суглинками и глинами, более или менее богатыми минеральными солями, состав которых зависит от окружающих пород. Они узкой полосой, размеры которой зависят от степени сокращения озера, опоясывают водное пространство озера, большей частью соленых, и выполняют плоские впадины высохших или периодических озер. В качестве примера можно указать озера Ставропольского района (603) — Соленое, Рыбное (майкопские глины и спаниодонтелловые известняки), Малое Пресное и Большое Соленое (среднесарматские глины и пески), горькосолёные Баталпашинские озера на третьей террасе правобережья р. Кубани (616), озеро Тамбукан вблизи Пятигорска (между второй и третьей террасами), Бештума-гель в бассейне Верхнего Калáуса, недалеко от с. Янкули, и озера и лиманы Приманычской полосы, богатые гипсом.

2. В горах озерные осадки встречаются как по крупным долинам в местах их перуглубления древними ледниками или там, где морены перегородивали долину (следы подпруженных озер), так и высоко в горах на месте угасших каровых озер. Характеризуются они преимущественно грубыми галечниками, переслаивающимися с мелким речным песком; изредка можно встретить пески и глины типа ленточных. Это указывает на то, что большинство озер, и прежде всего долинные, выполнялось реками с довольно сильным течением.

Следы озера чаще всего встречаются в Западном Кавказе, реже в Центральном и совсем редко в Восточном. В Западном Кавказе они лучше известны в бассейне р. Кубани. По самой Кубани следы долинного озера, длиной в несколько километров, имеются выше с. Хурзук, позади стадальной морены. Следы небольших озер мы находим в верховьях р. Уллу-кама. По р. Теберде описаны (1327) следы двух довольно больших долинных озер в районе дачного поселка и выше, по р. Коначхыру, — следы озера, до 6 км длины, выше устья р. Буульген. В Центральном Кавказе озерные осадки (бывших долинных озер) имеются в долине р. Чегема у южного подножия Скалистого хребта, вблизи с. Ак-топрак (ленточные глины), в верхней части долины р. Харес. в бассейне р. Урух (поляна

Чиф-инзар) и по р. Гизель-дону, выше водопада Пурта. Много следов небольших озерных котловин имеется в бассейне р. Ардона, преимущественно недалеко от современных ледников. Следы каровых озер чаще встречаются в Западном Кавказе, где ледниковые явления выражены ярче.

VI. Эоловые отложения имеют распространение в засушливых районах Восточного Предкавказья и на Каспийском побережье, где эоловые подвижные пески создают барханный рельеф. На левобережье Терека, от Моздока до Кизляра, материалом для развевания служат пески каспийских трансгрессий. У ст. Кумтор-кале в Дагестане высокие барханы созданы за счет миоценовых песков. Все это современные образования ( $Q_2$ ). Вопрос о нахождении следов деятельности ветров в древнечетвертичные эпохи ( $Q_1$ ) не подвергался исследованию.

\* \* \*

Резюмируя изложенное выше, мы можем для северного склона Кавказа и Предкавказской равнины, при настоящем состоянии наших знаний четвертичных отложений, построить следующую рабочую стратиграфическую схему.

1. Первая ледниковая эпоха ( $Q_1^G$ ). Морены на равнине. Покровные галечники. Тектонические движения (верхний апшерон Каспийского бассейна).

2. Первая межледниковая эпоха (?  $Q_1^{G-M}$ ), продолжительная (нижний отдел бакинского века).

3. Вторая ледниковая эпоха ( $Q_1^M$ ), самая большая в Центральном Кавказе. Морены на равнине. Высокие террасы и покровные галечники (верхний отдел бакинского века).

4. Вторая межледниковая эпоха ( $Q_1^{M-B}$ ), очень продолжительная, со следами сильной эрозии. Тектонические движения. Межледниковые отложения преимущественно делювиального характера (косожская свита, астраханский горизонт красных глин, сингильская свита).

5. Третья ледниковая эпоха ( $Q_1^R$ ), сильное оледенение, особенно в Западном Кавказе. Морены у края гор, высокие террасы (хазарский век).

6. Третья межледниковая эпоха ( $Q_1^{R-W}$ ), короткая. Слабые тектонические движения. Межледниковые отложения — преимущественно брекчии и делювий склонов (ательский век).

7. Четвертая ледниковая эпоха ( $Q_1^W$ ), распадающаяся на две главные фазы и до четырех стадий отступления. Морены в горах, нижняя серия террас. Озерные отложения главных долин. Покровные суглинки, делювий (хвалынский век).

8. Последледниковые отложения ( $Q_2$ ). Современные морены, аллювиальные наносы речных русел, делювий, осыпи высокогорной области.

В этой схеме очень неопределенное положение занимает еще не вполне установленное первое оледенение ( $Q_1^G$ ), относимое к верхнему отделу апшеронского века. Если верно предположение некоторых авторов, что второе оледенение ( $Q_1^M$ ) не старше древнеэвксинского времени Черноморского бассейна и отвечает верхнему отделу бакинского века Каспийского бассейна, то оно должно соответствовать или промежутку между древнеэвксинскими слоями и слоями Чауды, или этим последним, в которых А. П. Павлов находил признаки ледниковой эпохи. С другой стороны, иногда сопоставляют и это второе оледенение с верхами апшерона. Таким

образом, оно попадает уже в верхний отдел третичного периода, и в таком случае четвертичный период пришлось бы начинать с эпохи рисс ( $Q_1^R$ ).

### Каспийские отложения<sup>1</sup>

Рассматриваемая область развития каспийских осадков для удобства изложения будет разделена на две части: 1) Прикаспийскую равнину Восточного Дагестана и 2) восточную часть Северокавказской низменности. Различные условия залегания на их площади каспийских осадков заставляют вести описание последних в отдельности для каждого из выделенных районов.

#### Прикаспийская равнина Восточного Дагестана

Морские четвертичные отложения южной части Прикаспийской равнины в течение ряда лет, начиная с 1923 г., изучались В. Д. Голубятниковым (333, 337)<sup>2</sup>. Придерживаясь схемы расчленения каспийских осадков, выработанной на Апшеронском полуострове, названный исследователь отделяет здесь более древние или древнекаспийские отложения от более молодых накоплений современного Каспия с *Cardium edule* L.

Как видно из геологических карт, составленных В. Д. Голубятниковым для района между рр. Рубас-чай и Ачи-су (334—356), древнекаспийские отложения, в виде четырех орографически резко выраженных террас, занимают на указанном пространстве то более широкую (до 15 км), то более узкую (до 2 км) полосу, постепенно поднимающуюся от берега Каспийского моря до подножья предгорий Дагестанских возвышенностей. Самая высокая или четвертая терраса располагается здесь на высоте от 190 до 225 м над уровнем современного Каспия. Следующая, третья терраса, лишь местами сопровождающаяся отчетливым уступом, опоясывает подошву предгорий на высоте от 85—105 до 140—150 м над уровнем Каспия. Высота второй террасы колеблется в пределах от 50 до 75 м. Она обрывается ясным уступом к первой террасе, которая залегает на высоте 10 м над уровнем Каспия и, постепенно поднимаясь, достигает высоты 35—40 м (333, стр. 398; 334, стр. 838).

К югу от р. Рубас-чай наблюдаются более широкие колебания высоты третьей террасы, повидимому обусловленные ее не вполне горизонтальным залеганием. Именно, если взять, как пишет В. Д. Голубятников (331, стр. 1517; 337, стр. 8), три пункта с отметками в 380, 200 и 120 м, где известны отложения третьей террасы<sup>3</sup>, то путем соответствующего вычисления можно определить ее уклон на северо-восток  $65^\circ$  под углом около  $2^\circ$ .

Литологически «древнекаспийские отложения представлены плотными и пылыми, слоистыми, детритусовыми известняками, желтыми и бурыми песчанистыми глинами и песками с тонкими прослоями мелкого конгло-

<sup>1</sup> В данной статье разделы «Прикаспийская равнина Восточного Дагестана» и «Общие выводы» написаны В. В. Вебером, раздел «Восточная часть Северокавказской низменности» — С. М. Ильинским.

<sup>2</sup> В окрестностях Дербента эти отложения еще в 1901 г. подверглись исследованию Д. В. Голубятникова (364; в 1923 г. они были пройдены здесь маршрутом В. Д. Ренгартена (949).

<sup>3</sup> Сопоставление этой террасы именно с третьей террасой Южного Дагеста основано на устном сообщении В. Д. Голубятникова на докладе в ЦНИГРИ 29 апреля 1933 г.

мерата» (334, стр. 840). Мощность этих террасовых отложений обычно не превышает 20 м.

Фаунистически охарактеризованными являются все террасы, за исключением самой верхней, в которой пока не удалось найти какие-либо окаменелости. В третьей же террасе, к югу от р. Рубас-чай В. Д. Голубятниковым собраны *Didacna rudis* Nal., *D. rudis* Nal. var. *catillus-rudis* Nal., *D. rudis* Nal. var. *varia* Nal., т. е. формы бакинского яруса. Наряду с пользующимися широким вертикальным распространением *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Desh., *Dr. ponto-caspica* Andr., (331, стр. 1516, 1517; 337, стр. 7, 8). Бакинский возраст данной террасы не вызывает сомнений. Предположительно ей можно приписывать значение верхов бакинского яруса<sup>1</sup> и, в таком случае, сопоставлять немую четвертую террасу уже с нижними горизонтами этого яруса.

Не менее отчетливо определяется возраст обеих нижних террас. Именно, во второй террасе В. Д. Голубятниковым были найдены формы, свойственные главным образом среднему ярусу древнекаспийских отложений Апендерского полуострова — *Didacna* ex. gr. *crassa* Eichw., а в первой террасе — *D. trigonoides* Pall., присутствие которой без *Cardium edule* L. с определенностью указывает на синхроничность данной террасы с верхним ярусом древнего Каспия.<sup>2</sup>

Более молодыми отложениями Прикаспийской равнины служат осадки современного Каспия с *Cardium edule* L. Они прослеживаются узкой (до 200—425 м) полосой вдоль берега моря и имеют вид холмистых гряд, сложенных из дресвяных песков с ракушей. Высота этих береговых валов над уровнем современного Каспия иногда достигает 10—17 м (333, стр. 397).

Более северный участок Прикаспийской равнины между р. Ачи-су и г. Махачкала был исследован тоже В. Д. Голубятниковым. В своем предварительном отчете (342), однако, этот автор воздерживается от описания послетретичных отложений, поскольку «плохая топографическая основа... не позволила увязать древнекаспийские террасы, прослеженные на прибрежной равнине с наблюдениями в прежних районах»... (I. с.). Для окрестностей же г. Махачкала достаточно подробные сведения о древнекаспийских отложениях можно почерпнуть из работ К. П. Калицкого (557) и Н. М. Леднева (711).

Н. М. Ледневым устанавливается здесь наличие трех террас: верхней в виде изолированного выхода известняка-ракушника с *Didacna* sp. на высоте 117—128 м над уровнем моря; промежуточной с *Didacna crassa* Eichw. и *Dreissensia polymorpha* Pall., на высоте 85—96 м, и нижней на высоте около 53 м. Последняя, повидимому, отвечает «30-саженной» террасе К. П. Калицкого, для которой К. П. Калицкий отмечает находки *Didacna trigonoides* Pall. (557, стр. 693).

Промежуточная терраса сложена то грубым песком с галькой и глинами, то известняками-ракушниками. В составе нижней террасы оба геолога указывают наличие песков и конгломератов. Присутствие в нижней террасе *Didacna trigonoides* Pall., а в промежуточной — дидаки из группы *D. crassa* Eichw., позволяет предположительно приравнять первую к первой террасе рр. Ачи-су и Рубас-чай, а во второй видеть эквивалент второй террасы Южного Дагестана, несмотря на то, что обе

<sup>1</sup> На это указывает, например, редкая примесь в составе ее фауны более молодых форм из группы *Didacna surachanica* (337, стр. 8).

<sup>2</sup> Характеристика фауны второй и первой террас дается на основании устного сообщения В. Д. Голубятникова на докладе 28 апреля 1933 г.

эти террасы залегают в окрестностях г. Махачкала на несколько более высоком уровне, чем в Южном Дагестане. В таком случае в верхнюю террасу Н. М. Леднева можно условно вкладывать значение третьей или бакинской террасы. Весьма возможно, что к западу отсюда, в бассейне

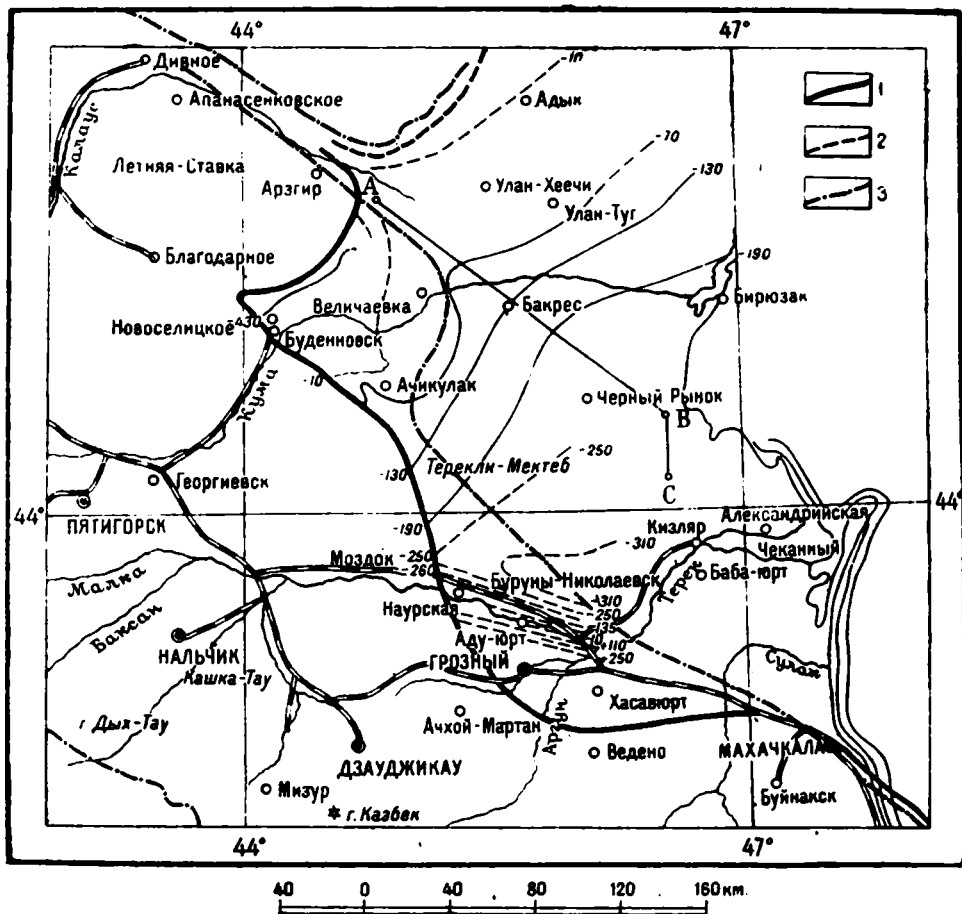


Рис. 22. Схема распространения древнекаспийских отложений в Восточном Предкавказье.

1—граница распространения уорских отложений апшерона; 2—изогипсы кровли апшерона; 3—граница распространения морских каспийских отложений.

р. Сулака, аналогами бакинских слоев, хотя и выраженных уже в континентальной фации, являются те «наклонные террасы», которые известны здесь еще по работам Н. И. Андрусова и которые позднее были предположительно сопоставлены с бакинскими слоями Н. С. Шатским (1231, стр. 136). Они слагаются покровными конгломератами, песчаниками и суглинками, общей мощностью около 50—60 м.

Помимо древнекаспийских отложений в окрестностях г. Махачкала. К. П. Калицим наблюдались и новейшие каспийские осадки с *Cardium edule* L., мощностью до 2 м (557, стр. 695).

В качестве полезных ископаемых каспийских, в частности древнекаспийских отложений Прикаспийской равнины можно упомянуть лишь о некоторых наиболее крепких и плотных разностях мелкодетритусовых известняков; местами они служат, по утверждению В. Д. Голубятникова, «прекрасным строительным материалом» (341, стр. 101). В районе Дагестанских Огней некоторого внимания заслуживают также довольно сильные притоки пресной (хотя и жесткой), а местами и солоноватой воды, которые появляются кое-где в мелких скважинах или колодцах и стратиграфически подчинены низам второй террасы древнего Каспия.

### Восточная часть Северокавказской низменности

Отложения древних и новых трансгрессий Каспия пользуются обширным распространением в пределах Терско-Кумской равнины и низменной Калмыцкой степи, а также распространяются неширокой полосой на запад вдоль Манычского пролива, по которому происходило периодическое соединение Каспийского бассейна с Черноморским.

Осадки новейших каспийских трансгрессий с *Cardium edule* L. имеют небольшую мощность и распространены лишь в области дельт рр. Терека и Сулака, где они тесно связаны с современными аллювиальными и дельтовыми отложениями, и вдоль современной долины р. Маныча. Древнекаспийские отложения достигают местами большей мощности и имеют значительно более широкое распространение. По направлению к северу от г. Махачкала они погружаются, причем более древние отложения уходят под более молодые.

Общая мощность каспийских осадков обнаруживает прямую зависимость от глубины залегания кровли апшерона (рис. 22 и 23) и изменяется в широких пределах от 20 до 210 м и больше. Увеличение мощности происходит в основном за счет бакинских отложений. Наибольшие мощности каспийских осадков (свыше 210 м) наблюдаются в районе Терекли-Мектеб — Черный Рынок. По направлению к северу и северо-западу происходит сильное сокращение этой мощности, соответствующее переходу к области Калмыцкой степи. В юго-восточной части площади, примыкающей к Каспийскому морю,

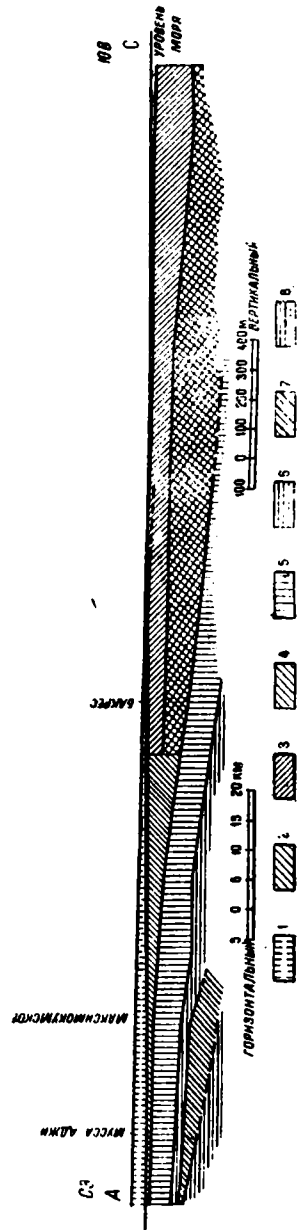


Рис. 23. Геологический профиль через Прикаспийскую низменность.

1 — современные отложения и озера; 2 — транскаспийские отложения без разломы; 3 — верхний и средний ярусы древнекаспийских отложений; 4 — фанестный ярус; 5 — верхний апшерон; 6 — средний апшерон; 7 — нижний апшерон; 8 — верхний сорбет.

мощность каспийских осадков еще не выяснена из-за отсутствия глубокого разведочного бурения.

Граница распространения морских каспийских отложений севернее Манычского пролива определяется общими контурами Ергенинского поднятия. По Манычскому проливу каспийские осадки простираются более широкой полосой, чем апшеронские, и распространяются далеко на запад, вплоть до Таманского полуострова.

К югу от Маныча граница распространения морских каспийских осадков проходит ориентировочно через с. Дивное, затем севернее сс. Рагули, и Арзгир и через с. Мусса-Аджи. Далее граница поворачивает к югу и проходит несколько восточнее абразионного уступа суглинков, отделяющего расположенную западнее область высокой степи от области низкой степи, — примерно, через с. Максимокумское и с. Величаевское, затем несколько западнее с. Озек-суат и восточнее с. Ачи-кулак и, наконец, через с. Коя-сулу. Затем она идет в юго-восточном направлении, проходя через хут. Москва, станцию Шелковскую и далее на юго-восток по направлению к г. Махачкала.

Намеченный контур ограничивает, таким образом, обширную площадь распространения Каспийского бассейна, которая, однако, меньше площади Апшеронского бассейна и располагается внутри последней (за исключением Манычского пролива).

Необходимо заметить, что юго-западная граница проведена несколько условно вследствие постепенного перехода морских отложений в лагунные и древнеаллювиальные.

Для отдельных ярусов древнекаспийских отложений границы распространения на карте не показаны за отсутствием достаточных данных. Тем не менее можно сказать, что за исключением отдельных участков, в этом отношении нет сколько-нибудь значительной разницы между отдельными ярусами. Повидимому, наиболее широко развиты отложения верхней части бакинского яруса и нижней части хвалынского (IV горизонт подразделения С. М. Ильинского; см. ниже, стр. 350). Их распространение можно считать приблизительно одинаковым.

Следует отметить, что в области центральной впадины (Терекли-Мектеб — Черный Рынок), где каспийские отложения имеют наибольшую мощность, они образуют непрерывный комплекс осадков, что указывает в свою очередь на непрерывное существование морского бассейна. Это обстоятельство, а также однообразие литологического состава позволяет во многих случаях рассматривать каспийские осадки совместно.

### — Терско-Кумская равнина

В пределах Терско-Кумской равнины наблюдается нормальная последовательность напластования каспийских отложений. Они залегают здесь под покровом делювиальных супесей и суглинков незначительной мощности и вскрыты многочисленными артезианскими скважинами. Наиболее значительные материалы для характеристики рассматриваемых слоев дали пробуренные за последние годы скважины Буденновской буровой конторы, Грузинского геологического управления и некоторые другие. На основании обработки этих материалов С. М. Ильинским (1942 г.) можно привести следующую характеристику древнекаспийских осадков. Она полностью перекрывает соответствующие, более разрозненные описания предыдущих исследователей (14, 281, 354, 529, 664, 665), данные которых поэтому здесь опущены.

Бакинский ярус. Мощность бакинской толщи возрастает в направлении с северо-запада и в пределах центральной впадины (Терекли-Мектеб—Черный Рынок) равна 110—160 м; по направлению к северу она уменьшается до 20—25 м. Бакинский ярус сложен глинами разных цветов: серыми, зеленовато-серыми, голубовато-серыми, буровато-желтыми, коричневыми, слоистыми или неяснослоистыми, известковистыми, часто песчанистыми или иловатыми, с пластами серых, зеленоватых или желтовато-серых песков, большую часть мелкозернистых и тонкозернистых, реже среднезернистых. Встречаются как чистые разности песков, так и глинистые, переходящие в супеси. Часто наблюдается тонкое переслаивание глины и песка. Песчанистость бакинской толщи, как и вообще древнекаспийских отложений, возрастает вместе с увеличением мощности — с северо-запада на юго-восток.

На более западных участках Терско-Кумской равнины на значительной площади нижняя часть бакинской толщи, мощностью до 50 м и больше, представлена лагунными и даже континентальными осадками: желтовато-серыми и желтовато-бурными глинами, желтовато-серыми песками и супесями, желтовато-серыми и красновато-желтыми суглинками. Фауна отсутствует или встречаются редкие обломки пресноводных форм.

Хазарский ярус (средний ярус древнекаспийских отложений). Отложения хазарского яруса, в отличие от бакинского, имеют довольно постоянную мощность, в среднем около 40 м. Лишь в восточной части центральной котловины, близ с. Черный Рынок, мощность их, по видимому, возрастает, но на этом участке древнекаспийские отложения еще мало изучены. Литологический состав хазарской толщи в общем сходен с составом бакинских отложений. Хазарский ярус слагают глины разных цветов: серые, синевато-серые, желтовато-серые и др., нередко с ржавыми выцветами, известковистые, часто песчанистые, слоистые и неяснослоистые, с пластами серых и желтовато-серых песков разной крупности зерна (от тонко- до среднезернистых), как глинистых, так и более чистых. Кроме того, встречаются прослой желтовато-серых и серых сушей и суглинков.

В направлении на запад морские хазарские осадки переходят в континентальные суглинки. В южном направлении происходит посте-

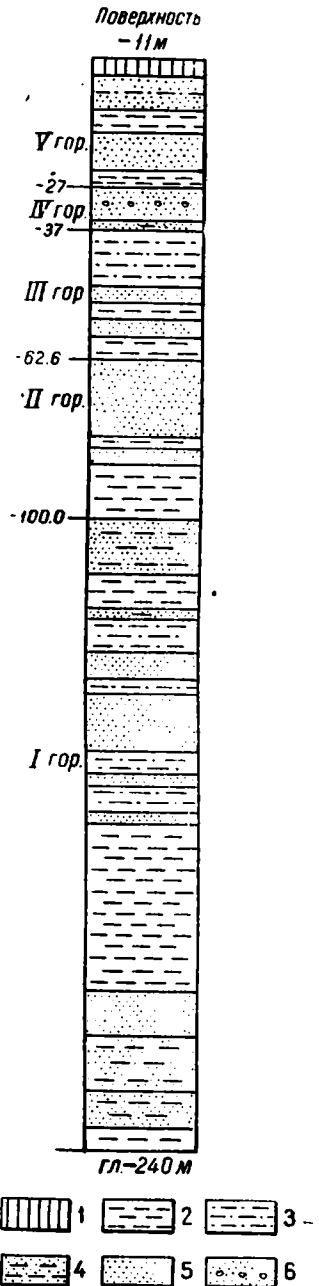


Рис. 24. Разрез древнекаспийских отложений. Составил С. М. Ильинский в 1946 г.

1—суглинок; 2—глина; 3—песчаные гл. ил.; 4—песок с прослоями глины; 5—песок с прослоями галек; 6—песок с прослоями галек.



пещный переход в древнеаллювиальные отложения Терека: галечники, пески с включением гальки, иловатые глины и суглинки.

Хвалынский ярус (верхний ярус древнекаспийских отложений). Осадки хвалынского яруса имеют в среднем мощность около 30 м. Их слагают глины разных цветов: желтые, серые, синевато-серые, буровато-серые, коричневые, известковистые, местами песчанистые, иногда с включениями гипса; пески желтовато-серые, буровато-серые от тонкодо среднезернистых, частью глинистые. В основании толщи иногда залегают грубозернистый песок с галькой. Кроме того, присутствуют супеси и суглинки желтовато-серые, буроватые и коричневые, приуроченные большей частью к верхней части толщи.

Хвалынские отложения также переходят в западном направлении в континентальную фацию (суглинки), а в южном — в древнеаллювиальные отложения.

Изучение фауны древнекаспийских отложений, собранной из образцов буровых скважин, расположенных в пределах центральной впадины и прилегающих к ней участков, позволило С. М. Ильинскому произвести более дробное подразделение толщи древнекаспийских осадков на следующие пять горизонтов (снизу вверх; рис. 24):

- I горизонт, соответствующий бакинскому ярусу. Мощность его больше 140 м. Характерными формами верхней части горизонта являются *Didacna rudis* Nal., *D. catillus* Eichw., *D. parvula* Nal. В нижней части горизонта присутствуют только многочисленные *Didacna catillus* Eichw.
- II горизонт представляет отложения, переходные от бакинского яруса к хазарскому (среднему ярусу древнего Каспия)<sup>1</sup>. Его мощность около 37 м. Характерными формами служат *Didacna vulgaris* Nal., *D. aff. carditoides* Andr., очень многочисленные *Dreissensia pento-caspica* Andr. Аналогами этих отложений на Апшеронском полуострове являются слои с *Didacna carditoides* Andr., впервые выделенные В. В. Вебером (190) в пределах Калининского района, где они также занимают переходное положение между бакинским и средним ярусом древнего Каспия.
- III горизонт соответствует верхней части хазарского яруса (среднего яруса древнего Каспия) и имеет мощность 25 м. Характерными формами являются *Didacna incassata* Vog. и *D. swachanica* Nal.
- IV горизонт представляет по своей фауне отложения, переходные от хазарского яруса к хвалынскому (верхнему ярусу древнего Каспия). Условно его можно отнести к низам последнего. Мощность этого горизонта достигает 10—20 м. Характерными формами являются *Didacna praetrigonoides* Nal., *D. aff. parallella* Vog. Типично также присутствие *Corbicula fluminalis* Mull. в большого количества дрейссенсий, что указывает на значительное опреснение бассейна.
- V горизонт относится к хвалынскому ярусу (верхнему ярусу древнего Каспия) и имеет мощность 20—30 м. Верхняя его граница часто бывает размыта или перекрыта новейшими отложениями, преимущественно делювиальными суглинками и супесями. Характерными формами являются *Didacna trigonoides* Pall., *D. protracta* Eichw.

### Долина р. Маныча

Каспийские отложения долины р. Маныча еще мало изучены. Они представлены супесями, суглинками, плотными и вязкими илистыми или песчанистыми глинами, мелкозернистыми и разномзернистыми

<sup>1</sup> В предыдущей характеристике этот горизонт описывался вместе с хазарским ярусом.

песками, иногда с включениями гальки. В их составе наблюдается чередование морских и пресноводных осадков.

Отложения с *Cardium edule*, имеющие незначительную мощность (до 5—10 м), развиты в основном вдоль современной долины Маныча, имеющей ширину 1—2 км; древнекаспийские же осадки распространяются вдоль всей древней Манычской долины, достигающей ширины 10 км, а местами и более.

Каспийские отложения вдоль долины Маныча образуют несколько вложенных друг в друга террас, прикрытых с поверхности чехлом современных суглинков, обычно небольшой мощности. По данным К. И. Лисицына, П. А. Православлева, В. В. Богачева (119, 125, 131, 722, 846, 849) и др., самая молодая, первая (пойменная) терраса, около 1—2 м высотой, слагает дно современной долины Маныча. Ширина поймы — до 2 км. Вверху залегают серые иловатые супеси и глины, ниже — зеленовато-серые и бурые суглинки, затем серые суглинки с каспийскими *Didacna*. Местами встречается *Cardium edule* L. Вторая терраса распространена лишь местами и имеет высоту 3—6 м. Она сложена иловатыми суглинками и супесями. В ней встречаются пресноводные *Limnaea*, *Planorbis*, *Unio* и др., остатки растений, обломки костей наземных позвоночных. Третья терраса имеет высоту 12—15 м над уровнем Маныча, развита повсюду и у Восточного Маныча имеет ширину более 10 км. Она сложена глинами (темными, зеленовато-серыми, шоколадно-бурыми и др.), суглинками и супесями, отчасти диагональнослоистыми. Супеси преобладают в верхней части толщи. Указанная терраса по характеру присутствующей в ней фауны должна быть отнесена к отложениям хвалынской трансгрессии: на востоке она постепенно переходит в сплошное поле распространения хвалынских осадков. К каспийским формам (*Didacna protracta* Eichw., *D. trigonoides* Pall., *Monodacna caspia* Eichw. и др.) на более западных участках присоединяется *Cardium edule* L., а затем и другие черноморские формы (*Nassa*, *Venus*, *Tapes*, *Cerithium*).

Четвертая терраса имеет высоту до 30 м и выше над уровнем Маныча. Ее слагают буровато-коричневые суглинки и зеленовато-серые глины с прослоями песков. В отложениях этой террасы, называемых иногда свитой перерыва, встречается пресноводная и полупресноводная фауна. Нахождение последней приурочено к нижней части толщи, представленной преимущественно зелено-серыми глинами и песками. Отложения четвертой террасы условно сопоставляются с хазарским ярусом.

Более низкие горизонты древнекаспийских отложений (бакинский ярус) не участвуют в строении манычских террас, но их присутствие в области Манычского пролива с несомненностью установлено за последние годы буровыми скважинами. Под толщей более молодых каспийских осадков и континентальных образований на глубине 34,7—42,9 м были пройдены мелкозернистые пески с многочисленной фауной бакинского яруса: *Didacna rudis* Nal., *D. parvula* Nal., *D. catillus* Eichw. и др.

В качестве полезных ископаемых каспийских отложений восточной части Северокавказской низменности заслуживают внимания довольно значительные притоки горючего газа, которые были получены из бакинских слоев в скважинах, пробуренных в окрестностях Кизляра (354, стр. 37). Содержание метана в этих газах колеблется в пределах от 74,0 до 86,5% (354, стр. 57, табл. 6, анализы №№ 14, 17, 18). Кроме того, в восточной части Терско-Кумской равнины эксплуатируются артезианские воды хорошего качества из бакинских отложений.

### Общие выводы

Приведенный фактический материал позволяет сделать заключение о далеко неодинаковых условиях залегания древнекаспийских осадков на всей рассмотренной площади. Если в области Прикаспийской равнины более древние отложения залегают на более высоком гипсометрическом уровне и образуют там ряд резко выраженных террас, то на Терско-Кумской равнине, наоборот, более древние слои перекрыты более молодыми накоплениями. В подобных соотношениях нельзя не подметить аналогии со сходными условиями залегания древнекаспийских отложений на Апшеронском полуострове, где на западе эти слои слагают ряд врезанных одна в другую террас, с превышением над уровнем современного Каспия до 280 м, а на востоке, например в Калининском районе, последовательно покрываются более молодыми трансгрессиями. Если вспомнить, что между Апшеронским полуостровом и Дагестаном, у берега Каспийского моря близ ст. Хачмас, бакинские слои были обнаружены бурением снова на глубине до 100 м (354, стр. 31), то станет очевидным, что столь различные условия залегания древнекаспийских и, в частности, бакинских слоев на всем протяжении от Апшеронского полуострова до долины Кумы включительно зависят, главным образом, от неравномерного проявления послебакинских тектонических движений, существование которых, следовательно, не вызывает сомнений. В силу этого, в одних случаях (Западный Апшерон, Прикаспийская равнина) имели место несомненные поднятия суши, выдвигавшие бакинские слои на высоту до 280—380 м, тогда как в других (Хачмас, Терско-Кумская равнина) устанавливается или отсутствие таких поднятий, или даже процессы обратного порядка, вследствие чего бакинские слои, выраженные, повидимому, в тех же фациях, оказались здесь в результате опущенными на глубину до 100—200 м ниже уровня современного Каспия.

Однако пока нет достаточных оснований утверждать, что указанные послебакинские тектонические движения в области Северо-Восточного Кавказа сопровождались образованием складок, подобно тому как это отчетливо выражено на восточной оконечности Апшеронского полуострова (Кала) и в ряде других пунктов Восточного Закавказья (Харамы, Карамарьян, Караджа). Во всяком случае, наблюдаемый слабый наклон третьей террасы р. Рубас-чай под углом до 2° можно скорее связывать с бывшей покатостью дна моря или с последующим неравномерным поднятием суши, чем со складкообразовательными процессами. Равным образом не приходится придавать решающее значение тем второстепенным мелким складочкам с углами падения до 5—8°, которые местами нарушают в общем горизонтальное залегание второй террасы древнего Каспия у г. Дербента (333, стр. 399) и которые могут быть вызваны нарушениями случайного порядка.

Из изложенного следует, что на пространстве Северо-Восточного Кавказа можно с полной достоверностью выделить по палеонтологическим данным аналоги отложений всех трех ярусов древнего Каспия, если принять за основу соответствующую стратиграфическую схему, выработанную на Апшеронском полуострове. С этой точки зрения не лишено интереса приведенное в табл. 10 сравнение высот залегания отдельных террас Западного Апшерона (вместе с Восточным Кабристаном) и Прикаспийской равнины Дагестана (в метрах относительно уровня современного Каспия).

Из табл. 10 видно, что и на Апшеронском полуострове наблюдаются не менее значительные колебания в высоте залегания древнекаспийских террас, чем в Прикаспийской равнине, обусловленные и там их не вполне горизонтальным залеганием. В частности, терраса бакинского яруса в Восточном Кабристане наклонена под тем же углом около 2°, как и в бассейне р. Рубас-чай. Общие же соотношения между высотами отдельных террас сохраняются в обоих районах приблизительно сходными.

Вместе с тем, по мере приближения к Манычу, появляется возможность сопоставить возрастные подразделения каспийских отложений со стратиграфической схемой, выработанной П. А. Православлевым для Нижнего Поволжья, что и получило отражение в выделении соответствующих ярусов (хвалынского, хазарского) при описании каспийских отложений Северокавказской низменности.

Таблица 10

Возраст		Прикаспийская равнина		Западный Апшерон		Восточный Кабристан <sup>4</sup> м
		Махачкала <sup>1</sup> м	Ачи-су, Рубас-чай <sup>2</sup> м	Нов-ханы м	Биби-Эйбат <sup>3</sup> м	
Древнекаспийские отложения	Бакинский ярус	— 117—128	190—225 85—180	— —	— 158—303	— 280
	Средний ярус	85—96	50—96	48—156	49—187	110—136
	Верхний ярус	53	35—40	18—48	9—25	12—59
					о. Артема <sup>3</sup>	
Современные отложения с <i>Cardium edule</i>		?	до 10—17	до 9	до 14	до 9

### Черноморские отложения

Вдоль Черноморского побережья Кавказа еще со времен Палласа известно существование ряда береговых террас, расположенных на различной высоте над уровнем моря.

Наиболее северные проявления морских террас известны отдельными клочками на Таманском полуострове как на азовском, так и на черноморском его берегах; но здесь они изучены еще очень мало. На Таманском полуострове представлены несколько горизонтов, причем, в отличие от Керченского полуострова, более древние террасы лежат, повидимому, везде гипсометрически выше более молодых. Более древние из них, лежащие на северном берегу полуострова на высоте 20—50 м над уровнем моря, характеризуются, по И. М. Губкину (403, 407), фауной, близкой

<sup>1</sup> По Н. М. Ледневу.

<sup>2</sup> По В. Д. Голубятникову.

<sup>3</sup> По Д. В. Голубятникову.

<sup>4</sup> По В. В. Веберу.

к бакинской, с палюдинами и дрейссенсиями. Н. Б. Вассович обнаружил у мыса Пекла фауну, отвечающую чаудинским слоям, а вблизи мыса Литвинова — бакинскую фауну с *Paludina diluviana* Kunth var. *gracilis* Kunth., *Didacna parvula* Nal., *D. parvula-catillus* Nal., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Desh. var. *distincta* May.

В районе между Анапой и Новороссийском террасы повышаются над уровнем моря, и за Геленджиком до окрестностей Сухуми, с перерывом у Гагр, где они разрушены, сохраняется более или менее постоянная высота, с небольшими колебаниями.

В средней части Черноморского побережья, от Джубги до Адлера, где террасы изучены несколько лучше, они лежат на высотах в 4—5, 9, 12—18, 20—25, 40—50, 150—160 и может быть (853) 200 м. А. И. Москвитин различает всего пять террас (765), из которых две нижние увязывает с рисским и вюрмским оледенениями. За исключением двух верхних террас, происхождение которых еще недостаточно выяснено и которые, возможно, относятся уже к третичному времени, все остальные представляют древние береговые линии Черного моря. Кроме характера самого террасового уступа, это подтверждается нахождением на их площадях морской гальки, местами (в окрестностях Туапсе) береговых валов (1262), а главное — морской фауны. А. Л. Козлов (597) считает, повидимому, все береговые террасы Сухуми, которых он здесь различает пять (5—6, 8—10, 20—24, 45—48 и 110 м), морскими.

Пятиметровая терраса содержит фауну, не отличающуюся от современной. В районе г. Гагр С. Н. Михайловский (755) в составе такой террасы, высотой до 5,5 м, различает (снизу вверх):

- а) мелко- и среднезернистый песок, галечник и валуны с морской фауной 2,5 м
- б) делювий из красных глин со щебнем и кусками пород, сплошными со склона . . . . . 1 .

В районе Сухуми А. Л. Козлов для такой же террасы в 5—6 м указывает *Ostrea cf. sublamellosa* Milach. и *Mytilus cf. galloprovincialis* Lam. Нахождение в одной из буровых скважин черепка посуды, по А. А. Миллеру, бронзового века позволяет А. Л. Козлову определить возраст этой террасы немногим более 3500 лет. Не исключена, таким образом, возможность, что эта терраса является аналогичной фландрской террасе Ж. Дюбуа, образование которой отосится последним к моменту наиболее высокого стояния уровня океана с послевюрмское время, приблизительно за 4000 лет до нашей эры.

Терраса, высотой в 8—9 м, наблюдается не везде и иногда трудно отличима от пятиметровой. По А. Л. Козлову (597), она значительно старше, и между временами отложения этих двух террас предполагается регрессия моря. Девятиметровая терраса остается почти неизученной.

Терраса, в среднем в 15 м (391, 639), содержит довольно богатую фауну, описанную в 1902 г. Н. А. Григоровичем-Березовским для района Джубги (391). Из найденных им форм следует прежде всего упомянуть *Chenopus* sp., *Nucula nucleus* L., *Arca barbata* L., *A. noae* L., *Cardium tuberculatum* L., *Dosinia exoleta* L., *Venus verrucosa* L., *Tapes calverti* Newt. (*dianae* Reg.), *Tellina incarnata* L., *T. nitida* Poli, *Psammobia depressa* Pen., *Solenensis* L., *Pecten varius* L., которым Н. И. Андрусов придает существенное значение, как указывающим на большую соленость (более 20‰) и более высокую температуру среды того времени (40). Затем здесь же Н. А. Григоровичем-Березовским (391) были найдены *Cerithium scabrum* Oliv., *Nassa reticulata* L., *Lucina lactea* L., *Macra subtruncata* da Costa, *M. triangularis* Ren., *Donax trunculus* Lam., *Venus gallina* L., *Tellina exigua* Poli.

*Petricola lithophaga* Retz., *Mytilus crispus* Cant., *M. edulis* L., *Mytilaster minimus* Poli.

Основываясь на указанных выше соображениях, Н. И. Андрусов сопоставлял эту террасу с тирренской террасой Среднеземного моря схемы Деперэ и определял ее возраст, как послесаксонский или межледниковый миндель-рисский (40). А. Д. Архангельский (59), располагавший значительно большим фаунистическим материалом, в особенности благодаря изучению осадков дна Черного моря, считал такую параллелизацию неправильной, почему и предпочел дать этой террасе новое название карангатской, ставя вообще под сомнение возможность параллелизации в настоящее время черноморских террас с террасами западной части Средиземного моря. Он считал ее более молодой, чем тирренская терраса, и относил ее тоже к межледниковой эпохе, но только к рисс-вюрмской. А. Л. Рейнгард первоначально (936) относил эту террасу к максимальной фазе вюрмского оледенения, но позднее (931) присоединился к точке зрения А. Д. Архангельского. Это скорее всего береговая линия Черного моря рисс-вюрмского времени, вюрмский же берег моря надо искать на глубине около 40 м ниже современного уровня. Данные буровых скважин, приводимые В. П. Ренгартеном (950) и В. Н. Петропавловским (815), показывают, что в устьях рек между Туапсе и Адлером коренное дно речного ложа лежит на глубине 23—24 м и даже более чем на 30 м ниже уровня моря. О. Н. Михайловская наблюдала, что галечная терраса р. Ингура, относящаяся к последнему оледенению, скрывается вблизи берега моря под современный аллювий и затем уходит под уровень моря. Наблюдения А. Д. Архангельского указывают нахождение новейших континентальных отложений даже на глубине 42 м ниже уровня моря. Сходную точку зрения высказал в 1938 г. и А. И. Москвитин (765).

Стратиграфическое положение и даже морфологическая самостоятельность террасы в 20—25 м, указываемой для некоторых мест побережья, как, например, в окрестностях Сочи (815) и у Сухуми, где, наоборот, отсутствует 15-метровая терраса (597), совершенно не ясны. Возможно, что в некоторых случаях это та же самая 15-метровая, т. е. карангатская терраса, но только несколько приподнятая, так как некоторые колебания высоты террас несомненно имеются, хотя, может быть, и не в таких пределах, как это принимает В. Н. Петропавловский (815).

Терраса в 40—50 м, местами, как, например, у Кадошского маяка (к северу от Туапсе) значительной ширины, характеризуется, по Н. А. Григоровичу-Березовскому (392), присутствием *Neritina liturata* Eichw., *Micromelania caspia* Eichw., *Didacna crassa* Eichw., *Dreissensia tschoudae* Andr. var. *ponto-caspia* Andr., *Dr. polymorpha* Pall., *Balanus* sp. и относится А. Д. Архангельским к древнеэвксинскому времени, что дает основание сопоставлять ее, согласно развитой им схеме Н. А. Андрусова, с миндельским оледенением. В ряде мест между Джубгой и Туапсе с ней связан узунларский горизонт, содержащий (в большом количестве) *Cardium edule* L., *Syndesmya* sp. и др. К югу от с. Джубги Л. Ш. Давитавили наблюдал следующее строение этой террасы (снизу вверх):

1. Песок без фауны.
2. Песчаный слой, богатый раковинами *Neritina* sp., *Ninnia* sp., *Hydrobia* sp., *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw., *Monodacna* sp., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. cf. caspia* Eichw., *Dr. cf. celekenica* Andr. Здесь еще нет *Cardium edule* L.
3. Песчаный детритусовый ракушник с мелкой галькой и с *Melanopsis* sp., *Cardium edule* L., *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw., *Syndesmya* sp., *Modiola* sp., *Dreissensia* ex gr. *polymorpha* Pall., *Dr. cf. caspia* Eichw.

Эти отложения, согласно А. Д. Архангельскому (59), должны быть отнесены к древнеэвксинскому времени, но вместе с тем он отмечает в них примесь фауны узунларского горизонта, который местами, повидимому, прилегает к древнеэвксинским слоям, местами налегает на них. Вместе с А. Д. Архангельским А. Л. Рейнгард рассматривает этот горизонт, как относящийся к миндель-рисскому межледниковому времени.

На 150-метровой террасе в районе Туапсе, Сочи и в других пунктах в пределах Краснодарского края фауна неизвестна. За пределами края, в районе г. Ноганеби, на террасе такой же высоты фауна отмечена рядом исследователей (542, 544, 545, 717, 755). Отсюда, между прочим, известны *Didacna tschoudae* Andr., *D. crassa* Eichw., *D. pseudocrassa* Pavl., *D. pseudoprotracta* Liventhal, *Monodacna cazecae* Andr., *Dreissensia tschoudae* Andr., *Dr. rostriformis* Desh., *Dr. polymorpha* Pall. и другие чаудинские формы. Но можно ли эту террасу рассматривать, как отвечающую по возрасту 150-метровой террасе под Туапсе и Сочи, или здесь имеется чисто случайное совпадение высотных уровней, пока сказать нельзя. Во всяком случае, мы здесь находимся уже на границе третичного и четвертичного времени.

Таким образом, на Черноморском побережье Кавказа имеется два рода морских террас: ледникового и межледникового времени, включая во втором случае и послеледниковые террасы.

В схеме террас бросается в глаза отсутствие террас, отвечающих максимальному моменту вюрма и рисса. Как уже указывалось выше, вюрмская терраса в настоящее время скрыта под водой. Судя по строению террас, рисскую террасу в дельте р. Кодора тоже надо искать ниже современного уровня моря, в то время как промежуточная рисс-вюрмская терраса приходится на высоте 15 м. Это показывает, что намечившееся еще с конца миоцена поднятие Кавказского побережья, маскируемое в значительной степени сменой регрессий и трансгрессий, т. е. колебаниями уровня Черного моря, продолжалось и в течение четвертичного периода (29, 30, 41, 933).

В конце четвертичного времени проблема движений береговой линии осложняется тем обстоятельством, что со времени миндель-рисской межледниковой эпохи устанавливается сообщение с Средиземным морем. Поэтому приходится допустить, что с этого момента на положении уровня Черного моря начали отражаться колебания уровня океана. Хотя, согласно подсчетам Ж. Дюбуа, уровень океана спускался в рисское время на 130 м и в вюрмское на 80—100 м ниже современного, но размеры колебаний уровня Черного моря должны были быть ограничены глубиной Босфора того времени (в настоящее время в наиболее мелком месте всего 27 м, причем необходимо учитывать некоторое поднятие суши в его районе), в ледниковые эпохи превращавшегося, согласно А. Д. Архангельскому, в реку, выводящую избыток вод в Эгейское море.

## **ОБЩИЙ ОБЗОР ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ**

В Главном Кавказском хребте проявления вулканических процессов имели место в течение всей его геологической истории, от докембрия и почти до наших дней, периодически то усиливаясь, то затухая на более или менее продолжительное время. Изученность отдельных фаз вулканизма, конечно, далеко не одинакова, и если в одних случаях возраст пород, их петрографическая характеристика и генетические соотношения определены довольно точно, то в ряде других примеров они остаются еще неясными. Все же общий прогресс наших знаний в этом вопросе за последние 20 лет очень значителен, и если в 1922 г. А. П. Герасимов (301) намечал только три этапа гранитных интрузий (каледонский, варисский и альпийский), то в 1940—1943 гг. мы уже могли говорить с полным обоснованием о шести-восьми таких этапах (И. Г. Кузнецов, 676, 679; Л. А. Варданяц, 198).

### **Докембрий и палеозой**

Древнейшие породы магматического происхождения, в настоящее время уже принявшие облик кристаллических сланцев, входят в виде гранито-гнейсов, ортогнейсов и частью амфиболитов в состав толщ нижнего докембрия (И. Г. Кузнецов, 679). Они обнаружены на горе Ваза-хох в Дигории, по рч. Туяла в бассейне р. Хызы-су, а также в бассейне р. Большой Лабы. Этот комплекс интрузий изучен еще очень слабо, но все же можно считать достоверным, что в его состав входили и кислые и основные и ультраосновные породы.

На второе место по возрасту обычно помещают «белые» граниты Главного хребта, представленные равномернозернистыми, порфирированными и другими разностями. Эти граниты долгое время признавались одной грандиозной интрузией, приуроченной к границе нижнего и верхнего докембрия (Е. В. и И. Г. Кузнецовы, 662, 684), но сейчас уже установлено, что мы имеем здесь три или даже четыре самостоятельных фазы интрузий (С. П. Соловьев, 1094 и др.). Вопрос о возрасте этих гранитов не получил еще окончательного решения. Первоначально А. П. Герасимов (301) отнес их к нижнему палеозою. Позже И. Г. Кузнецов (662, 684) отнес их к докембрию. В настоящее время более правильным будет признать, что, во всяком случае, часть этих гранитов, отличающаяся чрезвычайной свежестью и полным отсутствием признаков огнейсования и регионального метаморфизма (достаточно интенсивно проявляющихся в Главном хребте даже в породах кембро-силурийского возраста), образовалась не ранее нижнего или даже среднего палеозоя. В Северной Осетии такие граниты образуют местами интрузивные контакты с породами, со-



хранившимися еще ясные следы осадочного происхождения и имеющими в силу этого возраст не древнее нижнего палеозоя (Л. А. Варданянц, 176, 178, и И. Д. Стороженко, 1109). В 1941 г. Г. М. Ефремов (480, 481) разделил граниты Главного хребта на белореченский и балкарский типы, причем первый из них он считает каледонским, а второй — верхнекаледонским или даже нижневарисским. Вместе с тем он поставил под сомнение существование в Главном хребте докембрия, считая соответствующие породы метаморфизованными образованиями нижнего палеозоя.

Граниты Главного хребта вскрыты эрозией на глубоких горизонтах, и кровля их сохранилась далеко не везде. В связи с этим в очень многих местах выходы этих гранитов сопровождаются широким развитием разнообразных пегматитов (Е. В. Кузнецова, 659, 660). С гранитами Главного хребта в ряде мест ассоциируют перидотиты и пироксениты, а также и габбро, особенно в Кабарде и частью в Дигории и в бассейне р. Кубани. По возрасту они древнее гранитов, но в грубом приближении относятся к одному с ними интрузивному периоду (И. Г. Кузнецов, 679).

Вполне ясное стратиграфическое положение занимают интрузии, приуроченные к метаморфическим свитам кембрия (и силура?). Они представлены разностями от гипербазитов до гранитов и во всех случаях уже подверглись значительному огнейсованию, рассланцеванию и региональному метаморфизму, причем и здесь основные породы предшествовали кислым (В. Н. Робинсон, 982, Н. А. Игнатъев, 541, Л. А. Варданянц 193). В эту же группу входят и олигоклаз-альбитовые кварцевые диориты, развитые по рр. Малой Лабе и Уруштену. Помимо интрузивных, установлены и эффузивные проявления в виде альбитофиров, амфиболитов, метабазитов, плагиоклазитов и т. п., представлявших первоначально кварцевые порфиры, порфириты, диабазы и т. п. (Л. И. Пазюк, 801).

В девоне мы знаем пока лишь довольно многочисленные, но не очень значительные проявления эффузивной деятельности в виде излияний (и пластовых интрузий?) лав и выбросов туфов, по составу — от кварцевых порфиров до порфиритов (В. Н. Робинсон, 995).

Мощное проявление вулканических процессов имело место в карбоне, главным образом на границе нижнего и среднего карбона, в связи с судетской фазой тектогенеза (В. Н. Робинсон, 995). Среди интрузий, имеющих здесь порой значительные размеры, мы наблюдаем все разности от гипербазитов, через габбро, габбро-диабазы, монцониты (сиенито-диориты) к кварцевым диоритам, причем более кислые последовательно моложе более основных. К этому именно этапу принадлежит большинство ультраосновных интрузий Главного Кавказского хребта (перидотиты, пироксениты и т. п.), в большей или меньшей степени серпентинизированных и сопровождающихся серпентино-кварцево-карбонатными породами (Н. Е. Ефремов, 485, 490, 492, 493). Выходы их приурочены к Передовому хребту и частью к Промежуточной зоне и составляют три ряда западно-северо-западного простирания, в более же южной зоне (Главного хребта) они, повидному, отсутствуют (В. Н. Робинсон, 995).

С гипербазитами ассоциируют габбро-диабазы и диориты, а в качестве крайних членов также габбро и кварцевые диориты. Более крупные их тела расположены по рр. Зеленчуку (ниже аула Архиз и в верховьях р. Кяфар-Агура) и Теберде, а более мелкие — по рр. Гидаму, Маруху, в верховьях Чилика, Ацгары, Урупа и в других местах. Они прорывают нижнюю свиту нижнего карбона, перекрываются средним карбоном и в то же время они моложе гипербазитов (В. Н. Робинсон, 995,

Н. Е. Ефремов, 485). К этой же группе пород нужно отнести, повидимому, и трондьемитовую серию Тырны-ауза, состоящую (в порядке относительного возраста) из гипербазитов, габбро, габбро-диоритов, кварцевого диорита (трондьемита) и трондьемитовых порфиритов, прорывающих отложения визейского яруса (Л. А. Варданянц, материалы 1940 г. В. Н. Робинсон, 995).

Следующим крупным звеном этого интрузивного комплекса являются сиенито-диориты (монцониты) мастаканского типа, развитые почти исключительно в южной подзоне Передового хребта. Повидимому, в генетической связи с ними стоят сиениты северной части Передового хребта, а также и гранодиориты района рр. Индыш и Даут (В. Н. Робинсон). По наблюдениям Н. Е. Ефремова (485), такие сиенито-диориты и сиениты моложе серпентинитов, и в то же время их обломки имеются в конгломератах среднего карбона (В. Н. Робинсон, 982, 995).

Таким образом, предсреднекарбонный интрузивный комплекс содержит все разности от ультраосновных пород до гранодиоритов, и «для полноты» серии здесь недостает только гранитов и сопутствующих им гранитпорфиров, аплитов и пегматитов. Этот «пробел» может быть заполнен присоединением сюда так называемых красных гранитов, обнажающихся по рр. Малке, Мушту, Эшкакону (Учкекену), Белой, Сахраю, Бескесу и в других местах. В большинстве это типичные биотитовые и изредка биотитово-роговообманковые граниты, с переходом к гранодиоритам. В 1922 г. А. П. Герасимов (301) считал их именно варисскими, впоследствии он допускал возможность и более древнего их возраста (298, 309). Варисский возраст этих гранитов принимается сейчас и другими исследователями (Г. М. Ефремов, 474; А. Г. Кобилев, 580; В. Н. Робинсон, 1373; Л. А. Варданянц). С этими, повидимому, гранитами нужно связывать и те красные гранитпорфиры, которые выступают у сел. Хасаут, в долине р. Баксан и в других местах, а также и розовые и красные аплиты и пегматиты, особенно широко проявляющиеся в нижней части течения р. Теберды и соседних с нею рек.

Помимо интрузий, вулканизм проявился в карбоне и частью в нижней перми и в эффузивной форме и дал начало изливаниям лавы и мощным накоплениям туфогенного материала, по составу — от кварцевых порфиром (липаритов) до основных порфиритов. Особенно широко они развиты в среднем карбоне, где преобладают кварцевые порфиры, и в нижней перми, где главную роль играют порфириты (В. Н. Робинсон, 995). Особенностью среднекарбонных кварцевых порфиром является наличие в них типичного анортоклаза (Л. А. Варданянц, 202).

Очень интересный комплекс интрузий образовался в конце палеозоя в связи с нафальцкой фазой тектогенеза, причем развит он лишь в пределах небольшой полосы в южной части зоны Передового хребта, главным образом в районе гор Ятыргарты и Магишо (В. Н. Робинсон, 982, 995). Своеобразие этого комплекса и его общая петрографическая характеристика были установлены в 1935 г. по материалам В. Н. Робинсона, Л. А. Варданянцем (193), а несколько позже он был изучен детально В. А. Затоковенко (514, 514а, 515). В состав комплекса входят (в порядке относительного возраста) амфиболовый эвкрит, лейкократовое габбро, кварцевый габбро-диорит, кварцевый диорит, гранодиорит, лейкократовый кварцевый диорит и лейкократовый гранодиорит (гранит), образующие небольшие массивы и дайки и характеризующиеся наличием анортоклаза. Породы этого комплекса моложе предсреднекарбонных сиенито-диоритом мастаканского типа, и в то же время они древнее нижнего триаса, в ба-

зальном конгломерате которого были обнаружены гальки почти всех пород комплекса.

К числу палеозойских образований можно отнести условно и кварцево-диоритовую серию цейского типа, главным звеном которой является кварцево-биотитово-роговообманковый диорит (гранодиорит). Он установлен в Цейском ущелье впервые в 1936 г. (Л. А. Варданянц, 176) и образует большой массив, охватывающий всю верхнюю часть этого ущелья, а также и часть смежного ущелья р. Сангути-дон. Более мелкие выходы таких же кварцевых диоритов имеются и в других местах. Точный возраст этого кварцевого диорита не известен. В нижнем пределе он моложе нижнего палеозоя, в верхнем же он может быть даже и мезозойским. Обращает внимание общая свежесть породы и очень большое ее сходство с посленижнеюрскими неоинтрузивными гранодиоритами Сангути-дона (см. ниже стр. 418), от которых она отличается более крупнокристаллической структурой и отсутствием анортоклаза. С этим кварцевым диоритом тесно связаны габбро и габбро-диориты, которые в Цейском ущелье образуют ксенолитоподобные включения (автолиты?) очень больших размеров (до сотен метров) в кварцевом диорите, а в других местах слагают небольшого размера самостоятельные интрузии, выступающие довольно часто в южной части бассейна р. Уруха (Л. А. Варданянц, 176; И. Л. Стороженко, 1109, 1111; М. И. Ициксон, 550, 551). Не лишено значения то, что интрузии этой серии имеются почти исключительно лишь в верховьях бассейна р. Уруха, захватывая только частью бассейн р. Ардона, т. е. именно там, где наиболее развиты и неоинтрузии теплинского типа.

### Мезозой и кайнозой

В противоположность палеозойским, мезокайнозойские вулканические образования Большого Кавказа, не смотря на более детальную их изученность, не имеют в большинстве случаев точного определения возраста. Это объясняется тем, что они почти везде соприкасаются только с отложениями нижней юры, не затрагивая в большей своей части более молодых пород. Поэтому возраст их определяют обычно как посленижнеюрский. Как и в палеозое, здесь можно выделить несколько самостоятельных комплексов, описание которых дано ниже в общей нумерации с палеозойскими образованиями.

Интенсивное проявление вулканизма имело место в нижней юре, совпадая с предторской фазой тектогенеза. В это время в Большом Кавказе, на протяжении от района Туапсе и до истоков р. Алазани, существовало пять вулканических областей, в каждой из которых действовало несколько очагов, извергавших лаву одновременно, но порой разного состава (Л. А. Варданянц, 199). Преобладающей формой были повсюду выбросы туфов, излияния лавы и реже небольшие интрузии. При этом в западной, Сочи-Туапсинской области преобладали лавы липаритового и дацитового состава. Следующая к востоку область бассейна р. Кубани отличается преобладанием пород, по составу — от дацитов до андезитов с подчиненным значением липарито-дацитов и андезито-базальтов. В средней, Кабардинской области существенную роль играли липарито-дациты и, повидимому, базальты (порфириты). В четвертой и в пятой областях (Северосетинской и Кахетинской) господствовали выбросы туфов дацитового и андезитового состава и излияния (и интрузии?) диабазовой и базальтовой лавы. В большинстве областей установлено, что более ранние моменты характеризовались более кислым составом лав, и что

основные лавы (базальты, диабазы и т. п.) проявлялись в главной их массе к концу фазы.

Еще недавно к этой именно фазе относили все зеленокаменно измененные (диабазовые, в широком смысле) породы Большого Кавказа, но сейчас можно считать доказанным, что большинство таких пород принадлежит к более поздним моментам (Л. А. Варданянц 189, 190, 198; В. П. Ренгартен, 960). Детальное изучение этой (нижнеюрской) фазы вулканизма началось лишь недавно, и поэтому остается нерешенным вопрос о возможности существования одновременных с нею интрузий гранита и гранитоидных пород.

Юрские интрузии Абхазии и Сванетии пока не имеют на Северном Кавказе своих точных аналогов, но чертами сходства с ними обладают породы Санчаро-Кардывачского комплекса (Д. С. Белякин и В. П. Петров, 110 и др.). По возрасту интрузии Абхазии и Сванетии относятся к границе средней и верхней юры и связаны с предкелловейской фазой тектогенеза. По составу мы имеем почти все переходы от основных (с оливином) до кислых пород, причем преобладают граниты и гранодиориты и несколько уступают им монцитоны и близкие к ним породы. Петрографической особенностью комплекса является одновременное присутствие трех разновидностей кали-натрового полевого шпата: ортоклаза, анортклаза и микроклина.

Санчаро-кардывачский комплекс интрузий приурочен к водораздельной полосе в истоках рр. Б. и М. Лавы на севере и Мзымты и Бзыби на юге. По материалам В. Н. Робинсона (997), А. Г. Кобылева (580, 587), И. И. Бессонова (112), Л. А. Варданянца (179, 193) и др., в состав комплекса входят породы: от оливинсодержащих габбро до гранитов и гранитпорфиров, с последовательным переходом по возрасту от более основных к более кислым разновидностям. Все они тесно ассоциируют друг с другом, причем более молодые внедряются в более древние. Петрографической их особенностью является одновременное присутствие ортоклаза, анортклаза и микроклина и наличие кварца даже в основных разновидностях. Точный возраст этого комплекса невыяснен, и установлено лишь то, что в истоках р. Мзымты аспидные сланцы, предположительно нижнеюрского возраста, прорваны этими интрузиями. Для санчаро-кардывачского комплекса характерно преобладание диоритовых и габбровых разновидностей как будто бы с переходом к монцитонам и тешенитам (В. П. Петров и В. П. Еремеев, 814, Л. А. Варданянц, 179), причем последние местами прорывают не только нижнюю юру, но и нижний мел. Такие габбровые, габбродиоритовые, габбро-диабазовые и другие основные интрузии, имеющие обычно небольшие размеры, в значительном количестве выступают вдоль главного водораздела от истоков р. Белой и почти до истоков р. Кубани.

В такой же мере невыяснен возраст и для Тырныузского молодого интрузивного комплекса, проявившегося на чрезвычайно ограниченной площади в бассейне р. Баксана на восточном продолжении «Промежуточной зоны» В. Н. Робинсона (997, 1373). В составе этого комплекса мы имеем, в последовательности их возраста, гранит, гранитпорфир, гранит-аплит, лабрадоритовый аплит, липариты и затем ряд одиночных даек дацитов, витрофиров, базальтов и т. п. На глубине, повидимому, существует, судя по ксенолитам, также и сиенито-диоритовая разновидность, являющаяся в составе комплекса наиболее древней. Все эти породы содержат кали-натровый шпат в виде анортклаза (Л. А. Варданянц, 197 и материалы 1940 г.). Из этих пород гранит метаморфизует глинистые сланцы и песча-

ники, содержащие фауну нижнеюрского облика, верхний же предел возраста интрузии остается неизвестным. По С. П. Соловьеву (1085, 1094) эти интрузии должны быть отнесены к числу верхнетретичных образований, в силу почти тождественного состава липаритов и гранитов Тырны-ауза с липаритами Эльбруса. В противоположность этому, Л. А. Вардамянц (материалы 1940 г.) склонен относить их к нижней юре, полагая, что часть липаритов Тырны-ауза может быть связана с вулканизмом нижнеюрского времени.

Очень слабые, притом локальные проявления вулканической деятельности зафиксированы на Северном Кавказе в мелу и в палеогене. В первом случае они представлены отложениями туфов и туффитов в осадках сеномана в Туапсинском районе и в бассейне рр. Мацесты и Агуры в окрестностях Сочи (О. С. Бялов, 268; В. П. Ренгартен, 950), а во втором случае — в палеоценовых и эоценовых отложениях в районе Налчика (В. П. Ренгартен, 958, 1372). Более значительные проявления эффузий в мелу известны в Большом Кавказе вне пределов Северного Кавказа, а именно — в районе Лагича и Вандама в Северном Азербайджане.

Наибольшей интенсивности вулканическая деятельность в мезозое и кайнозое достигала на Северном Кавказе в плиоцене и в постплиоцене, в непосредственной связи с предакчагыльской и следующими за нею фазами тектогенеза. В это время вдоль северного склона хребта, от р. Баксана на западе и, по крайней мере, до Грозного на востоке, произошло мощное (местами до 500 м) накопление туфов, туфо-конгломератов и других вулканогенных пород, общая кубатура которых даже после интенсивной эрозии исчисляется тысячами кубических километров. В западной части этого горизонта преобладают разности липаритового состава, в восточной же — дацитового и андезитового. Корнями этих образований являются в области самого хребта многочисленные дайки, нэки, массивы и неинтрузии таких же по составу пород, распределенные вдоль хребта гнездами или очагами, обрисовывающими места наиболее интенсивных извержений. При этом наиболее крупные очаги совпадают с крупнейшими горными массивами (Казбек, Тепли, Эльбаты-хох, Дых-тау и др.). Область развития таких неинтрузий ограничена на западе горой Эльбрусом, а на востоке истоками р. Пшавской Арагвы.

С этими неинтрузиями в тех же очагах тесно ассоциируют более древние, но, повидимому, тоже верхнетретичные неинтрузии, представленные чаще гранодиоритами и реже гранитами и кварцевыми диоритами. Они выступают обычно в виде небольших тел и лишь на р. Сангути-доне слагают довольно крупный массив, площадью в несколько квадратных километров. Петрографической особенностью их является то, что кали-натровый полевой шпат представлен в них почти исключительно анортноклазом.

В полосу развития гранодиоритовых неинтрузий во многих местах обнаружены также дайки диоритовых, монцонитовых, габбро-диабазовых и других основных пород, прорывающих нижнеюрские отложения. Долгое время эти породы определялись как диабазы и считались разновидностью нижнеюрских диабазов. Сейчас с большим обоснованием можно считать их основными дериватами неинтрузивной магмы, вполне обычными, например, в неинтрузивных комплексах Закавказья. Сюда же нужно отнести, весьма возможно, и дайки перидотитов в нижнеюрских сланцах, обнаруженные в нескольких местах в Северной Осетии и в Азербайджане (Л. А. Вардамянц, 178, 191; В. В. Вебер, 251).

Таким образом, мы имеем в Большом Кавказе мощно проявившийся комплекс молодых интрузий, в среднем гранодиоритового состава, сопро-

вождающихся малыми интрузиями и эффузиями липаритов, дацитов, андезитов и т. п. Вместе взятые они составляют теплинский комплекс (тип) неоинтрузий (Л. А. Варданянц, 191, 198, 225).

К тому же примерно моменту, как и неинтрузии теплинского типа, относятся, по видимому, и многочисленные лакколитообразные интрузии района Минеральных Вод и Пятигорска. Особенностью их является более щелочный состав пород, близких к трахитам и трахилипаритам (А. П. Герасимов, 295, 296).

### *Общие особенности изверженных пород Северного Кавказа*

Интрузии и эффузии Большого Кавказа формировались в разное время и в разных условиях и в силу этого имеют как общие черты, так и существенные отличия друг от друга. К числу тех и других можно отнести следующие, более существенные черты.

Все породы, как правило, принадлежат, по составу, к нормальному ряду габбро — гранит и лишь изредка показывают повышенную щелочность (трахилипариты окрестностей Пятигорска). При этом во многих интрузивных комплексах (докембрий, нижний палеозой, карбон, верхняя пермь, верхняя юра, комплекс Кардывача, отчасти и Тырны-ауз) достаточно ясно представлен боуэновский ряд, с основными разностями пород в начале и с кислыми в конце вулканической эпохи. Эта особенность является, по видимому, общей для всего Кавказа<sup>1</sup>.

Петрографической особенностью пород, имеющих возраст моложе нижнего карбона, является наличие анортклаза, господствующего во всех эффузиях и в малых по объему интрузиях и сменяющегося микроклином во внутренних частях более крупных интрузивных тел. Последнее обстоятельство порой обуславливает одновременное присутствие анортклаза, ортоклаза и микроклина.

В контактовых ореолах активных интрузий образуются почти всегда только обычные скарны и биотитовые, биотито-роговообманковые, андалузитовые, кордиеритовые и другие роговики. Чрезвычайно редки образования типа вторичных кварцитов, установленные пока лишь на небольшой площади около ледников Сангута и Кайсар (М. И. Ицксон, 549).

Характерной геохимической особенностью поствулканических процессов неинтрузий теплинского типа является чрезвычайная распространенность турмалина, указывающая на изобилие бора в газовых и термальных выделениях, и наряду с этим почти полное отсутствие флюорита. То же намечается и для некоторых разностей гранитов Главного хребта. Наоборот, тырныузский тип интрузий характеризуется столь же широким распространением флюорита, при ничтожном содержании турмалина. С этим связаны также различия и в характере оруденения этих типов интрузий. Для других интрузивных комплексов особенности такого рода пока еще не выяснены.

В Большом Кавказе мы пока еще не знаем примеров значительного участия процессов контаминации при формировании разнородных пород того или иного комплекса. Указания С. П. Соловьева и Д. С. Белянкина на актуальность контаминации на Тырны-аузе представляются еще спорными. Для интрузивного комплекса горы Ятыргарты, изученного наиболее детально в петрографическом отношении и характеризующегося ярким проявлением боуэновской последовательности состава интрузий, В. А. Затоквенко приходит к категорическому выводу, что процессы

<sup>1</sup> Исключение составляют молодые эффузии Эльбруса, Казбека, Чегема (Ред).

контаминации не играли сколько-нибудь большой роли. С достаточным основанием можно применить это и к другим интрузивным комплексам Северного Кавказа.<sup>1</sup>

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Рассмотрение магматической деятельности во времени в пределах Большого Кавказа, особенно материала, касающегося весьма распространенных кислых магматических тел, заставляет считать пока целесообразным и обоснованным выделение двух провинций, точнее — двух групп петрографических провинций<sup>2</sup> (рассматривая их здесь расширенно): древней и молодой. В одну из них входят тела, интродуцировавшие в докембрийское и палеозойское время, а в другую — мезо-кайнозойские (альпийские) интрузии.

Чтобы не распылять внимания и оттенить более рельефно особенности древних и молодых петрографических провинций Большого Кавказа, считаем рациональным остановиться на более распространенных и имеющих важное значение магматических телах.

Исходя из этого, мы сосредоточим наше внимание на кислых<sup>3</sup> магматических телах древних и молодых провинций и отметим их главнейшие отличительные черты в отношении: 1) расположения, залегания и эрозии; 2) главнейших породообразующих минералов; 3) редко встречающихся породообразующих минералов; 4) химизма; 5) результатов спектроскопических исследований; 6) пегматитов; 7) гидротермальных процессов; 8) явлений ассимиляции (гибридизма); 9) контактовых процессов; 10) главнейших черт металлогении.

1. Главнейшие особенности в расположении, залегании и эрозии. В отношении расположения для древних гранитоидов характерно то, что основная масса их образует почти сплошную полосу (от верховьев р. Фиаг-дона по направлению к Черному морю) на протяжении около 400 км. Ширина полосы этих пород не всюду одинакова: в центральной части она является наиболее широкой (до 30—40 км), суживаясь по направлению к северо-западу и юго-востоку. Последние выходы их на северо-западе констатированы в верховьях р. Шехи, а на юго-востоке — в Дарьяльском ущелье и верховьях р. Алазани (Северная Кахетия).

Почти все выходы древних гранитоидов (за исключением немногих, например малкипских) сосредоточены в осевой части Главного Кавказского хребта<sup>4</sup>.

Молодые интрузии занимают несколько иное положение — они наблюдаются не только в некоторых участках осевой части Главного Кавказского хребта, но нередко в существенном удалении от нее и в ряде участков, — в частности в районе Тырны-ауза, — приурочены к сложным тектоническим зонам.

<sup>1</sup> Для такого отрицательного вывода нет достаточных оснований. Вопрос еще подлежит изучению (Ред.).

<sup>2</sup> Понимая этот термин в том смысле, какое ему придавал создатель его Джэт (Judd), т. е. с обязательным учетом времени образования магматических тел, а не только принимая во внимание пространственное распределение магматических пород.

<sup>3</sup> Основных и ультраосновных интрузий коснемся лишь вскользь.

<sup>4</sup> По тектонической схеме В. П. Ренгартена (1961) главная масса древних гранитоидов приурочена к стыку южной подзоны Большого Кавказа и восточной и центральной подзон северного склона.

На южном склоне Главного хребта значительная часть интрузий (Каброби, Цена, Эцери и др.) тяготеет к линии крупного разрыва, — между древними гранитоидами и юрскими отложениями, — или даже расположена южнее последней, как это, например, имеет место в бассейнах рр. Кодора, Келасури, Гумисты.

Крупные тела древних гранитоидов ясно обнаруживают глубинный характер, тогда как молодые интрузии обладают малыми размерами и являются типичными гипабиссальными телами штокообразной (местами лакколитообразной) формы или представляют дайки, реже интрузивные залежи, а в некоторых случаях субвулканы (вулканоплутоны).

Естественно, молодые тела затронуты эрозией значительно слабее, чем массивы древних гранитоидов.

2. О г л а в н е й ш и х п о р о д о о б р а з у ю щ и х м и н е р а л а х. Специальные исследования (оптические, химические и рентгенографические) главных минералов, входящих в состав гранитоидов, обнаружили, что щелочные полевые шпаты в древних кислых интрузиях представлены, как правило, микроклином со свойственной ему микроклиновой решеткой и значительным углом оптических осей, тогда как в молодых гранитоидах в громадном большинстве случаев — анортоклазом с умеренным  $2V$  и лишь иногда (например в окрестностях озера Кардывач) триклинным существенно калиевым полевым шпатом с большим углом оптических осей.

Любопытно, что химическое изучение щелочных полевых шпатов обнаруживает преобладание калиевой молекулы не только в микроклинах, но и в большинстве анортоклазов. В качестве примера можно привести данные по щелочным полевым шпатам Кабардинской АССР.

Таблица 11

Химические составы щелочных полевых шпатов Кабардинской АССР, (по С. П. Соляньеву)

пересчитанные на элементарные полевошпатовые молекулы: ортоклаз (O), альбит (Ab) анортит (An)

	Микроклин (микроклин- пертит) из древних грани- тоидов	Анортоклаз (калиевый) из молодых гранитоидов	Санидин (или калиевый анортоклаз с малым $2V$ ) из молодых липаритов
Or	67 <sup>1</sup>	68	76
Ab	29	30	22
An	4	2	2

Рентгенографическое изучение рассматриваемых полевых шпатов указывает на значительное сходство их структур.

Анализ условий (см. табл. 12), в которых находились упомянутые полевые шпаты, наводит на предположение, что условия кристаллизации (глубина застывания и пр.) были, вероятно, главными факторами, влиявшими на увеличение угла оптических осей.

В данном случае химизм не имел решающего значения, так как химические составы изученных полевых шпатов близки.

<sup>1</sup> „Чистый“ микроклин (при пересчете без вростков плагиоклаза) имеет состав: Or = 78, Ab + An = 27.



В отношении другого главного компонента гранитоидов — плагиоклаза — можно заметить, что в древних кислых интрузиях он обычно содержит 25—35% анортитовой молекулы, тогда как в молодых гранитоидах наблюдается широкое колебание состава плагиоклазов — от альбита до лабрадора включительно. Сами эти факты весьма примечательны, и их нельзя игнорировать при решении вопросов генезиса гранитоидов Большого Кавказа.

Таблица

Условия нахождения различных кали-натровых полевых шпатов в Центральном Кавказе (по С. П. Соловьеву).

Щелочный полевой шпат	Изверженные породы	Глубина застывания	Стадия эрозии
Санидин (или калиевый анортотлаз с малым 2 V)	Деллениты и липариты (молодые)	Весьма малая	—
Анортотлаз (кальцевый с умеренным 2 V)	Граниты (молодые — посленижнеюрские)	Умеренная (900—2500 м)	Эпибатолитовая или акробатолитовая
Микроклин (с большим 2 V)	Гранитоиды (древние: докембрий — нижний палеозой)	Большая	Гипобатолитовая или эндобатолитовая

Интересно, что биотиты молодых гранитоидов содержат фтор (до 1%), а в древних темных слюдах фтор совершенно отсутствует или констатирован в виде следов.

Характерным признаком для кварца древних гранитоидов является катаклаз, которого мы почти не наблюдаем в молодых интрузиях.

3. Замечания о редких минералах. На настоящем этапе петрографических исследований нельзя уже пренебрегать изучением и редких минералов магматических пород.

Исследование тяжелых фракций и шлихов (с учетом геологической обстановки) может оказать не малую помощь при решении проблемы петрографических провинций. За недостатком места мы здесь не намерены вести рассмотрение редких минералов, встречаемых в различных магматических образованиях Большого Кавказа, лишь заметим, что интрузии древних и молодых провинций в отношении редких минералов обнаруживают отличительные особенности. Комплексы редких минералов, свойственные молодым гранитоидам существенно отличаются от таковых древних гранитоидов, причем некоторые из редких минералов, характерные для одних тел, совершенно не встречаются в других (в смысле возраста) интрузивных телах.

4. **Химизм.** Если высчитать средние химические составы как для древних, так и для молодых кислых интрузий, то полученные данные свидетельствуют о наличии различий в химизме указанных пород. Так, в древних гранитоидах среднее содержание  $\text{SiO}_2 = 69,48\%$  (среднее из 54 анализов), тогда как в молодых кислых интрузиях  $\text{SiO}_2 = 66,75\%$  (среднее из 46 анализов), т. е. заметно меньше, при одновременном повышенном количестве извести и магнезии.

Вышеприведенное положение отнюдь не обозначает, что каждый район молодого магматизма обнаруживает подобную черту. Имеются молодые интрузии, обладающие повышенной кислотностью, например тырнауэские.

Не лишены интереса и такие детали химизма, как содержание бария (в виде  $\text{BaO}$ )<sup>1</sup>, который имеется в относительно большем количестве в молодых кислых интрузиях, чем в древних.

5) Результаты спектрографических исследований древних и молодых интрузий Кабарды показывают, что некоторые элементы, например олово и молибден, характерны для молодых интрузий, тогда как другие, в частности галлий, обнаружены и в древних и молодых кислых магматических телах.

6. **Пегматиты.** Жилы пегматитов широко развиты в древних гранитоидах и почти отсутствуют в молодых.

Минералы, связанные с древними пегматитами довольно разнообразны, о чем свидетельствует список их: существенно калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклазы, светлые слюды (мусковит, серицит, жильбертит и др.), биотит, флогопит, хлорит, гранат, турмалин (шерл, рубеллит), апатит, циркон, сфен, эпидот, флюорит, кальцит, амфиболы и др. Кроме того, наблюдаются пирит, пирротин, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит<sup>2</sup>, молибденит, рутил, магнетит, гематит, касситерит и др.

Большинство из рудных минералов встречается редко и в очень незначительных количествах, а некоторые даже установлены только в единичных случаях.

Анализ минералогического состава пегматитов гранитоидов показывает, что многие минералы по существу следует относить к минералам замещения (метасоматического характера). Само образование пегматитов представляет длительный процесс, в котором шло наложение — по крайней мере участками — одних процессов (например, гидротермальных) на другие.

Характерна также зависимость минералогического состава древних пегматитов от окружающих магматических пород. Так, минералогия пегматитов, прорывающих основные или ультраосновные породы, существенно отличается от минералогического состава пегматитов, которые залегают в гранитоидах. В первом случае встречаются известково-натровые полевые шпаты с повышенным содержанием анортитовой молекулы и одновременно наблюдаются такие минералы, как роговая обманка, магнетит и др., обычно отсутствующие в пегматитах, боковые породы которых представлены гранитоидами.

Имеется много оснований считать, что древние пегматитовые жилы являются относительно разновременными.

<sup>1</sup> Правда, по  $\text{BaO}$  данных сравнительно немного, и поэтому выдвигаемое положение нельзя признать достаточно обоснованным.

<sup>2</sup> Имеются также редкие указания на присутствие золота и серебра, которые были установлены химическими анализами.

Сказанное свидетельствует о приуроченности пегматитов и встречающихся в них разнообразных минералов почти исключительно к древней петрографической провинции.

7. Гидротермальные процессы (кварцевые, кварцево-карбонатные и карбонатные жилы). Фактический материал о кварцевых, кварцево-карбонатных и карбонатных жилах Большого Кавказа позволяет говорить, что гидротермальные процессы, генетически связанные с молодыми магматическими телами, в общем были интенсивнее, чем таковые древних интрузий. Значение этого явления очень велико, если принять во внимание, что с гидротермальными растворами тесно связан генезис разнообразных цветных и редких металлов. По существу гидротермалиты обусловили возникновение наиболее важных месторождений редких металлов.

8. Замечания об ассимиляции (гибридизме). Признаки ассимиляции (гибридизма) относительно чаще и более отчетливо выражены в молодых магматических телах, нежели в древних породах. Объясняется это, повидимому, тем, что в молодых провинциях во многих пунктах можно наблюдать кровлю интрузий, тогда как в древних она обычно уничтожена эрозией.

Здесь, конечно, идет речь только об ассимиляции на высоком уровне (т. е. в области кровли массивов); что касается абиссальной ассимиляции (в понимании Дэли), то эта проблема, кстати сказать, связанная со многими трудностями, еще надлежащим образом не решена на Кавказе, в особенности в отношении древних гранитоидов.

9. Контактново-метасоматические процессы. Что касается контактово-метасоматических процессов, вызванных молодым магматизмом, то масштаб их был сравнительно (с древними интрузиями) меньшим, но минералогический состав молодых контактовых ореолов богаче и разнообразнее древних и обладает некоторыми специфическими чертами.

Среди минералов молодых контактовых зон присутствуют: ильваит, скаполит, пренит и ряд других, которые пока не обнаружены в древних контактово-метасоматических породах. Павда, в последних установлены силлиманит, дистен и ставролит, совершенно не встречающиеся в молодых контактовых зонах. Количественная роль некоторых минералов в разновозрастных контактовых ореолах далеко не одинакова, в частности кордиериты, флюориты, пироксены, везувианы и другие сосредоточены в контактовых ореолах некоторых молодых интрузий в значительных количествах, а в древних они относительно редки.

К сказанному добавим, что детальные исследования обычных контактовых минералов, например гранатов, вскрыли, что они не вполне идентичны в древних и молодых провинциях Кавказа. Так, древние гранаты обычно не несут следов аномальности и часто принадлежат к алмандинам, а в молодых контактовых зонах во многих случаях констатированы аномальные гранаты, относящиеся преимущественно к группе андрадита-гроссуляра.

10. Замечания о металлогении. Роль древних и молодых интрузий в образовании рудных веществ на Кавказе была далеко не равноценной. Рассмотрение генезиса различных элементов дает основание говорить о следующем.

Некоторые элементы (например теллур, возможно литий) совершенно не связаны генетически с молодой магматической деятельностью и характерны только для древних петрографических провинций. Ряд

элементов (ртуть, селен, теллур, вероятно сурьма) отмечен только в молодых магматических провинциях, и пока никем не установлена обусловленность упомянутых веществ древним магматизмом.

Все вышесказанное дает право говорить, что каждая из петрографических провинций Большого Кавказа обладает рядом специфических черт, отличающих ее от остальных.

## ДОКЕМБРИЙСКИЕ И ПАЛЕЗОЙСКИЕ ЭФФУЗИИ И ИНТРУЗИИ

На протяжении всей доступной исследованию геологической истории, т. е. с тех древнейших времен, в которые проникает мысль геолога, и до самого последнего времени, в области нынешнего Кавказа проявлялась вулканическая деятельность. Свидетелями ее являются интрузивные и эффузивные породы, разнообразные по составу и по объему и весьма резко разнящиеся между собой по той роли, какую они играют как в структуре области, так и в создании полезных ископаемых.

Если мы сталкиваемся с целым рядом затруднений при рассмотрении стратиграфии не только докембрийских, но и нижне- и даже среднепалеозойских отложений Кавказа, то тем больше трудностей представляет решение вопросов о возрасте интрузивных пород этой области. В большинстве случаев нет прямых данных для установления возраста интрузивов с желательной точностью. Поэтому приходится прибегать к косвенным данным и соображениям, что не избавляет от ошибок. Чтобы сохранить стройность изложения и не затушевать исторического развития магматических явлений, ниже приводится описание эффузий и интрузий в той возрастной последовательности, которая в соответствии с нашими знаниями может считаться в настоящее время наиболее вероятной. Соответствующие оговорки и возможные иные решения неясных и спорных вопросов приводятся в каждом отдельном случае.

### ДОКЕМБРИЙ

#### Эффузии

Среди относимых к докембрию кристаллических сланцев, представляющих результат метаморфизации песчано-глинистых и мергельных отложений, а частью и известняков, имеют заметное распространение резко от них отличающиеся в химико-минералогическом отношении амфиболиты и некоторые роговообманковые сланцы. Они слагают пачки, мощностью от нескольких метров до десятков и даже до сотен метров. Их надо рассматривать как ортоамфиболиты — метаморфизованные эффузивы и вулканогенные образования, в основном одновременные с накоплением вмещающих их отложений; в некоторых случаях рассматриваемые породы залегают в форме даек и интрузивных залежей и представляют собою диабазы и близкие к ним по составу породы. Такого происхождения ортосланцы встречаются по всей площади распространения докембрийских отложений на Северном Кавказе.

Надо полагать, что, кроме упомянутых основных древнейших эффузивов, в течение докембрия имели место и кислые извержения; однако продукты их метаморфизации не столь резко отличаются от вмещающих их парасланцев, менее привлекают внимание геологов и, строго говоря, не могут считаться установленными.

## Интрузии

Среди интрузивных пород, относимых к докембрию, устанавливаются две резко различающиеся группы. К первой принадлежат древнейшие, сильно измененные, огнейсованные, во второй — более молодые, сохранившие свой нормальный облик породы. В той и другой группе представлены основные и ультраосновные породы, с одной стороны, и кислые — с другой. Первую группу пород И. Г. Кузнецов условно относит к концу археозоя, вторую — к концу протерозоя.

Древнейшие интрузивные породы метаморфизованы в кристаллические сланцы. Эти ортосланцы кратко охарактеризованы в стратиграфической части настоящего тома как амфиболиты и лейкократовые ортогнейсы.

### *Древнейшие основные породы*

Метаморфизованные в амфиболиты древнейшие основные интрузивы установлены во многих местах Северного Кавказа. Они обнажаются на площади в несколько квадратных километров по правобережью р. Чегема несколько севернее сел. Верхний Чегем, указываются в виде небольших выходов в верховьях Баксана и Кубани, заметное распространение имеют в верховьях Большого и Малого Зеленчуков и в верховьях Большой Лабы.

По Чегему рассматриваемые породы то грубослоисты (по несколько метров), то массивны и распадаются по трещинам на параллелепипедальную отдельность. По составу — это полевошпатовые амфиболиты, местами обогащенные крупными кристаллами граната, иногда содержащие также биотит и переходящие в слюдяно-роговообманковые гнейсы. Наблюдаются реликтовые структуры габбро. Глубокий метаморфизм, обнаруживаемый этими породами, присутствие в них жил пегматитов — характерных дериватов гранитов Главного хребта, значительное распространение здесь же пневматолитовых и гидротермальных образований (турмалин, графит, сульфиды) — все указывает на более древний возраст основных интрузивов по сравнению с гранитами Главного хребта и на существенную роль последних в процессе метаморфизации первых в амфиболиты.

В верховьях Баксана и в бассейне Лабы указываются наблюдавшиеся случаи секущего положения амфиболитов по отношению к слюдяным сланцам и гнейсам нижнего докембрия. Полевые микроскопические и химические исследования амфиболитов верховьев Большой Лабы приводят к заключению, что это — в большинстве случаев изверженные породы габбро-диабазового семейства (67, 579, 580); иногда в них можно видеть метаморфизованные гипербазиты типа горнблендитов (579). Имеются указания (67) на значительно более древний возраст основных метаморфизованных в амфиболиты интрузивов Большой Лабы по сравнению с гранитами Главного хребта и на интрузивные контакты амфиболитов с древнейшими парасланцами.

Устанавливая первоначальную интрузивную природу довольно разнообразных и широко развитых в Большом Кавказе амфиболитов, мы лишены возможности произвести их расчленение по химико-минералогическим признакам и по возрасту и объединяем их в одну древнейшую из известных на Кавказе интрузий.

### *Древнейшие кислые интрузии*

Метаморфизованные в ортогнейсы и близкие им образования древнейшие кислые интрузивы устанавливаются теперь во многих местах той



Фото 11. Гранитные вершины Адай-хох и Сангути-хох в Северной Осетии.  
Фото Дж. Р. Юнга.

части Большого Кавказа, где тектоническими движениями поднят и эрозией вскрыт докембрийский субстрат.

В Северной Осетии сюда должны быть отнесены слюдяно-роговообманковые гнейсы восточного подножия вершины Ваза-хох. Они представляют метаморфизованные изверженные породы ряда гранодиорит — диорит и состоят существенно из ортоклаза, плагиоклаза (андезина), кварца, биотита и зеленой роговой обманки; второстепенные их компоненты — микроклин, мусковит, альбит; единичные — апатит, пирит, титанит, циркон. Структура гипидиоморфная с кристаллобластическими признаками — результат метаморфизма. Эти породы занимают значительную площадь и обнаруживают, по наблюдениям А. Д. Ершова в 1932 г., интрузивные контакты с слюдяными сланцами и гнейсами (парасланцами) того же района. Вместе с тем весь комплекс упомянутых пород служит кровлей интрузии древних серых гранитоидов (гранитов Главного хребта), прорывается ими и их пегматитами.

В Кабардинской АССР древнейшие кислые интрузивы встречены в ряде мест, но наибольшую площадь они слагают на пространстве между рр. Чегемом и Баксаном, где они пересекаются притоками последнего — рч. Кестанты и Сакашили-су. Развитые здесь лейкократовые ортогнейсы представляют то яснополосчатые, то массивные средне- или крупнозернистые, часто с очковой текстурой светлосерые и розоватые породы гранитного состава. Главные составные части — микроклин, кислый плагиоклаз, кварц, светлая слюда, иногда хлорит; обычно для гранитов акцессорий — апатит, циркон. По характеру отдельности в скалистых выходах породы также напоминают граниты. Некоторые мелкозернистые разновидности лишены или почти лишены гнейсовой текстуры и определяются в поле как граниты.

Проследиваясь полосой с запада на восток примерно на 10 км, при ширине в 1—2 км, рассматриваемые породы ограничены разрывами, по которым они зажаты между гранитами Главного хребта на юге и палеозойскими отложениями на севере. Тектонически они занимают такое же положение, как и вышеописанные амфиболиты. Чегема, приходящиеся непосредственно восточнее. Соотношение между теми и другими породами наблюдать не удается. Возможно, что здесь мы имеем дело с остатками разных формаций какого-то одного древнего комплекса.

В верховьях рр. Сукан и Хызы-су типичные ортогнейсы наблюдались в виде ксенолитов в гипербазитах более древних, чем граниты Главного хребта.

Породы, аналогичные лейкократовым гнейсам р. Кестанты, известны в верховьях Большого и Малого Зеленчуков и Большой Лабы, где они описаны И. И. Бессоновым (113, 114). Среди свиты слюдяных сланцев и гнейсов, по описанию упомянутого автора, прослеживаются выходы в виде двух полос тектонитов или катаклазитов. Они протягиваются от верховьев Аксаута до впадения р. Санчаро в Большую Лабу; далее к северо-западу их нет, а к юго-востоку, быть может, они продолжают в ледниковую область верховьев р. Теберды. По И. И. Бессонову, слюдяные тектониты «являются представителями наиболее древних кислых интрузий Кавказа, современные структура и облик которых обусловлены теми глубокими процессами динамометаморфизма, которые им пришлось претерпеть». В пределах указанных полос рассматриваемые породы образуют иногда (рч. Бурная в бассейне Большой Лабы) массивы, шириной до 1—1,5 км, имея «массивную гранитной формы отдельность». В верховьях Зеленчуков иногда наблюдаются «целые хребтики, сложенные этими по-

родами с параллелепипедальной формой отдельности как у гранитов, в других случаях — лишь отдельные различной мощности пачки, внедренные среди обычных гнейсов докембрия». Макроскопически это — темносерые сланцеватые или массивного облика неравномернозернистые, часто обогащенные биотитом породы, по существу являющиеся очковыми гнейсами. Развальцованные ксенобласты полевых шпатов (плагиоклаза и, реже, микроклина) достигают иногда 1,5—2 см в длину. В верховьях Зеленчуков среди тектонитов имеются и более тонко рассланцованные светлые зеленовато-серые средне- и мелкозернистые породы облика давленных порфиров и, наконец, такие однородно плотные породы, которые и по своей структуре и по тектоническому положению (вдоль южной границы юрской депрессии — грабена) должны быть отнесены просто к милонитам. В данном случае нас интересуют типичные очковые гнейсы, как продукт метаморфизации древнейших гранитоидов.

У западного окончания южной ветви тектонитов, именно — на водоразделе между рр. Санчаро и Лабой и в левом борту долины Санчаро, установлены неправильной формы довольно крупные тела развальцованных роговообманково-биотитовых гранодиоритов (иногда они просто называются диоритами); эти породы слагают интрузии, которые подчинены свите слюдяных сланцев. Гранодиориты представляют крупнозернистые темносерые довольно интенсивно рассланцованные породы с полиэдрической отдельностью; под микроскопом они обнаруживают аллотриоморфную или гранобластическую структуру; резко выражен катаклиз. По минералогическому составу (разложенный плагиоклаз, зеленая роговая обманка в табличатых зернах, иногда биотит в более или менее правильных таблицах и небольшое количество кварца, а также акцессорные апатит и рудный минерал) они близки к диоритам Санчаро и Лаштрака, но отличаются от них, как значительно более древние, рассланцованностью.

### *Протерозойские ультраосновные и основные породы*

В зоне Главного хребта в пределах выходов древнего кристаллического фундамента довольно широко распространены в форме сравнительно мелких тел породы габбро-перидотитового ряда. Многочисленные совершенно точные наблюдения показывают, что эти породы древнее гранитов Главного хребта. Вместе с тем они сохраняют нормальный облик массивных горных пород, резко отличаются от охарактеризованных выше амфиболитов и оказываются моложе всех древнейших кислых и основных интрузивов, превращенных в ортогнейсы и амфиболиты.

Рассматриваемая формация представлена роговообманковыми и роговообманково-пироксеновыми перидотитами, пироксенитами, горнблендитами, роговообманковыми габбро и отчасти даже диоритами. Перечисленные породы иногда встречаются одновременно в одних и тех же обнажениях и обнаруживают между собой всевозможные переходы.

Наиболее крупные их выходы, занимающие площадь до 0,5—1,0 км<sup>2</sup>, установлены в Кабардинской АССР: 1) в верховьях рч. Туяла — левого притока р. Хызы-су, 2) на водоразделе между рч. Туяла и р. Суканом, 3) в верховьях р. Сукана на правом склоне питающего ее ледника, 4) в скалах Зукка-кая на правом склоне долины Черека.

Более мелкие выходы пород этой формации теперь уже не представляют редкости и встречаются, видимо, по всей той площади Центрального Кавказа, где обнажен древний кристаллический фундамент.



Самый восточный из известных выходов располагается на южном склоне Дигорского хребта в районе сел. Стыр-дигор в Северной Осетии. Все выходы в Кабардинской АССР также располагаются в пределах того же Дигорского выступа докембрийского субстрата. Западные рассматриваемые гипербазиты известны в зоне Главного хребта в верховьях р. Кубани, затем в верховьях р. Даута, по рч. Уллу-Муруджу — правому притоку р. Теберды и ряд выходов в верховьях р. Большой Лабы — по рр. Закан, Дамхурц, Мамхурц, Макера, Санчаро, Загедан.

К рассматриваемой формации не относятся находящиеся в той же зоне Главного хребта породы семейства габбро, описанные И. И. Бессоновым из верховьев рр. Большого и Малого Зеленчуков. Равным образом сюда не относятся и подчиненные другой тектонической зоне и более молодые по возрасту породы массивов Кизыльчук — Кяфар-Агур, Зеленчук — Гидам — Хатипара, которые по геохимическим признакам ошибочно отнесены к южной зоне Н. Е. Ефремовым (484).

Взаимоотношения гипербазитов с другими геологическими формациями наиболее отчетливо наблюдаются в выходах по рр. Туяла и Сукану (Е. В. Кузнецова, 660).

Среди преобладающего развития древних серых гранитов сохранились остатки гнейсов нижнего докембрия, которым и подчинены выходы пород габбро-перидотитового ряда. Последние образуют дайки и не крупные штоки среди гнейсов и содержат ксенолиты последних. Вместе с тем большое количество наблюдений совершенно не оставляет сомнений в том, что основные породы пересекаются дайками серых биотитовых микроклиновых гранитов и жилами гранитных пегматитов. Очевидно, здесь мы имеем дело лишь с крупными глыбами того кристаллического комплекса, в который внедрялись граниты Главного хребта, а в этих глыбах наблюдаем остатки интрузий пород габбро-перидотитового ряда. Такие же соотношения между гипербазитами и центральными гранитами наблюдались И. Г. Кузнецовым и Е. В. Кузнецовой в скалах Зукка-кая и в выходах по Уллу-аузу, а также А. А. Медведюком в верховьях р. Даута.

На левом склоне р. Черка вблизи рч. Мусух-су значительный выход перидотитов подчинен гранитам; кристаллические сланцы здесь не отмечены; непосредственных контактов между перидотитами и гранитами тоже не удалось наблюдать. Вопрос о том, образуют ли перидотиты дайку или нэж в гранитах или же представляют своего рода ксенолит в гранитах, остается пока открытым. В первом случае неизбежен был бы вывод, что среди гранитов Главного хребта имеются как более молодые, так и более древние по сравнению с перидотитами интрузии.

Второй случай невыясненного взаимоотношения между перидотитами и гранитами имеет место на левом склоне рч. Чайнапки. Выход точно таких же, как и у Мусух-су, перидотитов наблюдался среди гранитов И. Г. Кузнецовым совместно с С. И. Талдыкиным. Здесь черный рогово-обманковый перидотит слагает дайкообразное тело, мощностью 5—6 м. Непосредственно наблюдается только один довольно резкий контакт: в контакте перидотит имеет карбонатно-флогопитовую оторочку, что могло иметь место скорее при воздействии гранитов на перидотит, а не наоборот.

По наблюдениям Е. В. Кузнецовой (660), по долинам рр. Сукана и Туяла гранитные пегматиты, пересекающие ультраосновные породы, испытывают эндоконтактовые изменения, в результате чего получаются

контактовые и мигматические пегматиты основного характера; некоторые из них содержат кристаллы роговой обманки до 20 см длиной. Эпиконтактовые воздействия гранитных пегматитов на гипербазиты сказываются также в образовании флогопитовых оторочек.

Перидотиты рассматриваемой формации представляют крупнозернистые породы, состоящие из роговой обманки и оливина, часто нацело серпентинизированного; среди роговой обманки местами сохраняются островки моноклинного пироксена; второстепенные составные части — бурая слюда, пикротит и рудные минералы.

Роговые обманки, изометрические зерна которых иногда достигают 15 см в поперечнике (обычно 2—3 см), переполнены мелкими, легко различимыми простым глазом пойкилитовыми включениями олизина. Уменьшение количества оливина до полного его исчезновения приводит к горнблендитам, а появление в последних основных плагиоклазов и увеличение количества последних обуславливает переходы от типичных горнблендитов к типичным роговообманковым габбро.

Н. Е. Ефремов (1944) рассматривает породы этой формации, как дифференциаты мафической (габбровой) магмы. Из многих химических анализов вытекает, что магма является глиноземной; содержание  $Al_2O_3$  составляет 7—8%, а  $CaO$  — в среднем около 2%.

При метаморфизации этих пород возникают не обычные, а алюминий-содержащие серпентиниты.

Роль охарактеризованных основных и ультраосновных пород в металлогении Северного Кавказа не выяснена, но едва ли она может быть сколько-либо значительной. До сих пор не установлено ни одного месторождения, которое было бы генетически связано с этими породами; все же они должны быть исследованы в отношении содержания минералов никеля и платиновой группы. В одном случае, по Безингиевскому ущелью, в них установлены скопления сульфидов — пирротина с халькопиритом и пеннландитом.

### Граниты Главного хребта

Под таким названием давно уже объединяются те древние гранитоиды, которые играют основную роль в строении зоны Главного хребта на протяжении более 400 км — от р. Терека на востоке до верховьев р. Пшехи на западе. В геологической литературе они часто называются еще серыми гранитами, а иногда также и центральными гранитами.

Надо сразу же указать, что в данном случае исключаются из рассмотрения развитые в той же зоне и играющие в ее строении подчиненную роль заведомо мезо-кайнозойские кислые интрузивы, а также те палеозойские или предположительно палеозойские интрузивы, которые легко, во всяком случае бесспорно, выделяются по своему составу и по достаточно определенному геологическому положению среди преобладающих здесь пород.

Следует также отметить, что граниты Главного хребта представлены отнюдь не однообразными и, строго говоря, не одновозрастными породами. Здесь наблюдаются породы, прежде всего резко отличающиеся одна от другой по структуре — порфировидные, равномернозернистые, а среди последних — средне- и мелкозернистые; имеются и текстурные различия — гранитоиды с гнейсовидной текстурой и однородно-массивные; устанавливаются и заметные колебания состава — от типичных гранитов до кварцевых диоритов; наконец, в последнее время в ряде случаев, и притом в разных участках зоны Главного хребта, наблюдались интрузив-

ные контакты между различными по структуре и текстуре гранитоидами, ксенолиты одних разновидностей в других и т. п.

При всем том рассматриваемые гранитоиды имеют и много общего. Кали-натровый полевой шпат представлен в них всегда микроклином, имеющим обычно ясно выраженную двойниковую решетку и редко без нее; анортклазы здесь отсутствуют, а ортоклаз устанавливается в исключительно редких случаях в зоне контакта гранитоидов с вмещающими породами. Цветной минерал — биотит, то свежий, то хлоритизированный; ни пироксен, ни роговых обманок в древних гранитах нет; даже в тех случаях, когда появляются более основные дифференциаты — кварцевые диориты, они оказываются слюдяными. Только в немногих случаях в зоне контактов с роговообманковыми сланцами, амфиболитами или гипербазитами в древних гранитоидах наблюдалось появление роговой обманки.

Гнейсовая текстура свойственна древним гранитоидам, но далеко не обязательна. Вместе с тем нельзя назвать ни одной структурной разновидности, которая никогда не обнаруживала бы гнейсовой текстуры. Даже, повидимому, наиболее молодые из рассматриваемых пород, так называемые граниты типа Уллу-кам, обычно мелкозернистые и свежие, нередко оказываются гнейсовидными.

Наконец, надо отметить, что все структурные разновидности встречаются совместно, характеризуют одни и те же интрузивные массивы, не образуя крупных самостоятельных тел, распространены в одной и той же тектонической зоне и оказываются интродуцированными в один и тот же комплекс кристаллических сланцев, относимый нами в основном к нижнему докембрию.

Дарьяльские граниты. В Дарьяльском ущелье по р. Тереку мы имеем крайний восточный выход гранитов Главного хребта, образующих два более крупных массива — Дарьяльский и Гвилетский — и три совсем небольших. Эти массивы представляют тектонические глыбы, разобщенные на поверхности нижнеюрскими песчаниково-сланцевыми отложениями вместе с незначительными остатками палеозойских метаморфических пород (сланцы с оттрелитом).

Выходы дарьяльских гранитов в целом надо рассматривать (177, 190, 951, 960), как раздробленное горстообразное поднятие в ядре Центрально-кавказского сложного веерообразного антиклинория. С севера и с юга Дарьяльский массив ограничен разрывами, подвижки по которым, по мнению Л. А. Варданянца (177), происходят и в настоящее время и сказываются в землетрясениях.

Остатки метаморфизованных пород палеозоя, повидимому, обнаруживают признаки трансгрессивного залегания на гранитах; их метаморфизм не связан с дарьяльским гранитом. Кистинокская свита нижнего лейаса (951) через посредство конгломератов и песчаников трансгрессивно налегает на граниты и на палеозойские образования.

По данным Д. С. Белянкина (107), впервые детально исследовавшего дарьяльские граниты, и по последующим наблюдениям В. П. Рентартена (951), Л. А. Варданянца и И. Г. Кузнецова, граниты Дарьяля оказываются раздробленными и милонитизированными; сколько-нибудь нормальных свежих и нераздробленных гранитов здесь почти не наблюдается; типичные же милониты представляют исключительно широко распространенное явление. Выходы гранитов пересечены по почти широтным крутопадающим трещинам дайками диоритово-диабазовых пород, обнаруживающих также интенсивную милонитизацию (107, 951, 960).

Вследствие общего погружения антиклинория Главного хребта к востоку выходы древних доюрских формаций в этом направлении более не появляются на Северном Кавказе. К западу же дарьяльские граниты прослеживаются на 5 км от р. Терека до верховьев рч. Чач и скрываются затем под сплошным поем нижнеюрских осадков. По глубоким ущельям рр. Генал-дона и Гизель-дона ни граниты, ни вмещающие их кристаллические сланцы не обнажаются. Является ли это следствием местного погружения антиклинория на запад или же обусловлено поперечным сбросом с опущенным западным крылом — не вполне ясно.

Граниты Куртатинского ущелья. В 25—30 км к западу от Дарьяльского ущелья, также в области широкого развития осадков лейаса, по р. Фиэг-дону, южнее сел. Харескин (Харистжин), и по рч. Цазу-ком — левому притоку Фиэг-дона, снова обнажаются серые граниты Главного хребта. Над ними частично сохранились и гнейсы докембрия — остатки кровли гранитной интрузии. Те и другие породы покрыты мощной толщей (карбоновых) грубых конгломератов и частично песчаников. Конгломераты содержат гальку гранитов и гнейсов; отложения карбона в свою очередь перекрыты песчаниками и глинистыми сланцами лейаса (216, 674). Граниты р. Фиэг-дона выходят также в куполообразном или горстообразном поднятии, с севера и с юга ограниченном разрывами (216).

Унальский, Архонский и Садонский гранитные массивы. К северо-западу от фиэгдонского выхода древних гранитов имеется аналогичный выход в ущелье р. Унал-дон, где над гранитами также частично сохранилась кровля из кристаллических сланцев — гнейсов докембрия (216). Небольшой выход таких же гранитов вскрыт в глубоком ущелье р. Архон-дон. Западнее, по р. Ардону и его левому притоку р. Садону, обнажается уже довольно крупный Садонский массив. Он и два предыдущих составляют восточное окончание выходов древнего кристаллического субстрата в ядре антиклинальной структуры Дигорского хребта; эта структура располагается параллельно антиклинорию Главного хребта, севернее его, и тоже погружается к востоку; унальские выходы древних гранитов и гнейсов являются крайними восточными в этой зоне.

Граниты Садонского массива перекрыты на севере вулканогенными образованиями («кератофировый» горизонт) и конгломератами, подстилающими верхнетюрскую песчаниково-сланцевую свиту, перекрытую в свою очередь песчаниками нижнего аалена, а на юге с садонскими гранитами соприкасаются глинистые сланцы верхнего аалена.

Второстепенного порядка дизъюнктивные нарушения, обуславливающие распадение Садонского массива на систему мелких глыб, проявляются в виде многочисленных зон дробления и в виде участков лейасовых осадков, тектонически зажатых в гранитах (439, 1080, 1081). К одному из таких нарушений приурочена известная Садонская свинцово-цинковая рудная жила, образование которой ставится в связь с предкембрийскими движениями и проявлениями глубинного вулканизма.

Граниты Нузала и Кассарского ущелья. К югу от Садонского массива по обоим склонам р. Ардона у сел. Нузал на протяжении нескольких сот метров обнажаются серые катаклазированные граниты. С севера этот выход ограничен продольным разрывом, приведшим граниты в ненормальное соприкосновение с глинистыми сланцами лейаса; с юга граниты соприкасаются с метаморфическими сланцами

буронской свиты, причем и здесь контакт, повидимому, тектонический. Следовательно, нузальский выход гранитов представляет вскрытую глубоким ущельем р. Ардона глыбу древнего фундамента, несомненно продолжающуюся в той или иной мере под поверхностью к западу и к востоку.

Еще выше по течению Ардона, к югу от ущелья р. Цей-дон, на протяжении около 4 км снова обнажаются серые порфировидные граниты, слагающие склоны Кассарской теснины. В восточном направлении, не доходя р. Бад-дона, они скрываются под юрскими осадками, а в западном — приобретают все большее и большее развитие, слагая Главный хребет вплоть до перевала Гезе-авчик между рр. Черком и Рином.

Кассарские граниты<sup>1</sup> имеют интрузивный контакт с буронской свитой метаморфических сланцев. Ряд апофиз гранита, гранит-аплита, пегматита в этих сланцах в зоне контакта не оставляет сомнений в более молодом возрасте гранитов по отношению к буронской свите. С юга граниты сменяются кассарской свитой метаморфических пород, возраст которой определяется ориентировочно как верхнедокембрийский — нижнепалеозойский. По наблюдениям В. Н. Соловьева, Л. А. Варданянца и Е. В. Кузнецовой, контакт между кассарской свитой и гранитами тектонический.

Граниты западной части Осетии и Дигории (302, 1046). К западу от долины р. Ардона, по ее притокам и по долине р. Уруха прослеживаются две полосы выходов древнего фундамента, в которых граниты играют особенно крупную роль. Обе эти полосы представляют зоны поднятия, разделенные зоной погружения, в которой сохранились зажатые среди пород древнего фундамента нижнеюрские глинистые сланцы. Северная полоса входит в состав Передового (Дигорского) хребта, а южная составляет Главный хребет в собственном смысле (674).

Граниты Передового хребта представляют продолжение Салонского массива, с которым они на глубине, вероятно, соединяются, а на поверхности разделены глинистыми сланцами нижней юры, заполняющими, повидимому, поперечную зону погружения. С юга граниты Передового хребта ограничены одним из крупнейших на Кавказе разрывов, по которому они подняты и несколько надвинуты с севера на юг на уплотненные глинистые сланцы нижней юры, а с севера перекрываются трансгрессивно осадками нижней юры, под которыми они и скрываются при своем погружении, сопровождаемом целым рядом продольных разрывов.

На северном крыле этого поднятия на гранитах под юрой сохранились остатки кровли — кристаллические сланцы. Они выходят полосой между рр. Урухом и Хызны-су и вмещают жилы оловоносных пегматитов и рудные полиметаллические месторождения, генетически связанные с интрузией гранитов.

Граниты Главного хребта от р. Ардона до границы Осетии и Кабарды представляют типичный обломок древнего фундамента, ограниченный с севера и с юга продольными весьма крупной амплитуды (667) разрывами. На гранитах здесь не сохранилось их кровли. Лишь местами кристаллические сланцы встречаются в форме отдельных пачек и более мелких ксенолитов.

<sup>1</sup> Несмотря на то, что это действительно самые типичные порфировидные микроклиновые граниты, П. П. Пятницкий (912) называет их гнейсами, polemизируя со всеми геологами и петрографами, называющими их гранитами.

Среди гранитов Северной Осетии имеется несколько разновидностей, отличающихся, главным образом, по структуре и отчасти по количественно-минералогическому составу; имеются указания и на интрузивные контакты между отдельными структурными разновидностями гранитов.

В Кассарском ущелье граниты, обогащенные темноцветным минералом, как будто прорываются более светлыми гранитами. По р. Бад-дону, притоку р. Ардона, в конгломератах палеозоя (нижнего карбона ?) имеются гальки гранитов, но сами конгломераты прорываются дайками гранита древнего облика (И. Д. Стороженко, материалы 1939 г.). У ледника Сказ какие-то из гранитов Главного хребта имеют интрузивные контакты с метаморфическими сланцами, повидимому, тоже палеозойского возраста.

В верховьях р. Айгамуги-дон М. И. Ициксон (553) различает 1) порфириновые биотитовые гранодиориты с крупными выделениями микроклин-пертита и плагиоклаза, кстати сказать, зонального (от № 17 до № 27), 2) равномернозернистые двуслюдяные граниты, содержащие ксенолиты порфириновых гранодиоритов, 3) биотито-роговообманковые кварцевые диориты, явственно более молодые по сравнению с двумя первыми и 4) хлоритизированные фаснальские граниты, сопоставляемые названным автором со вторыми — равномернозернистыми двуслюдяными гранитами, хотя по структуре они и не отличимы от первых — порфириновых гранодиоритов.

Автор настоящего очерка выделяет биотито-роговообманковые кварцевые диориты из гранитов Главного хребта и рассматривает их вместе с нижнекарбонowymi основными и средними интрузивами (см. ниже). Так как фаснальские граниты не представляют ни в структурном, ни в минералогическом отношении самостоятельной группы, то среди гранитов Главного хребта Северной Осетии можно выделить только две первые группы, из которых двуслюдяные равномернозернистые являются относительно более молодыми.

Все граниты прорываются диабазами и более молодыми, неинтрузивными гранодиоритами, андезитами и дэцитами. Особенно крупные выходы молодых (третичных ?) изверженных пород наблюдаются в верховьях р. Сангути-дон, а также по р. Цей-дон и в массиве Лабода. В верховьях р. Уруха в древних гранитах широко развиты значительно более молодые, генетически связываемые с неинтрузиями, жилы с арсенипитомом, молибденитом и пр.

Граниты Кабардинской АССР. В пределах Кабардинской АССР выходы древнего фундамента на поверхность достигают наибольшей ширины — до 50 км. Расширение происходит за счет выступающих из-под юрских осадков все более и более северных структур, которые продолжают и к востоку, но залегают здесь ниже уровня эрозии, под мезозоем. В связи с большей обнаженной площадью древнего фундамента, в Кассарде наблюдается и увеличение количества тех зон, в которых выступают древние граниты.

Прежде всего нужно указать здесь зону Главного хребта, где граниты с зажатыми в них пачками и ксенолитами гнейсов прослеживаются полосой до 10 км от перевала Шари до меридиана Эльбруса. Эта глыба гранитного фундамента была наиболее размыта еще в доюрское время (670), размывалась и размывается усиленно в течение всего периода альпийской складчатости. Здесь кровля интрузии не сохранилась, и только отдельные, часто многочисленные и разных размеров ксенолиты гнейсов

являются остатками тех пород, в которые внедрялись граниты. Однако пегматитовые жилы встречаются здесь довольно часто. Вся глыба расположена в области больших абсолютных высот, ледников и снегов, что является причиной ее малой изученности. В районе ледника Айлама она прорывается неинтрузией, обусловившей наличие здесь ряда месторождений молибденита, арсенопирита, реальгара, антимонита и полиметаллических руд.

Зона Передового хребта, гораздо более широкая, представляет прямое продолжение такой же зоны в Дигории (671, 674); вследствие сложной тектоники она разбита здесь на систему более мелких глыб. В некоторых из них (в верховьях Чегема и Черка Безингиевского) над гранитами сохранилась кровля из кристаллических сланцев; сохранились и приуроченные к кровле рудные месторождения, генетически связанные с древними гранитами; они разнообразны как по типу (от конгактовых до гидротермальных), так и по содержащимся в них элементам (Au, W, Sn, Mo, As, Cu, Pb, Bi, Zn и пр.).

Другие глыбы подверглись еще во время палеозоя и мезозоя столь интенсивному размыву, что в них мы наблюдаем обнаженными только глубокие горизонты интрузии.

Среди гранитов Передового хребта в этой части Северного Кавказа устанавливаются по внешнему виду две разновидности: средне- или крупнозернистые порфиридные породы, с одной стороны, и мелко- и равномернозернистые — с другой. Те и другие оказываются слюдными микроклиново-плагиоклазовыми гранитами. Представляют ли они продукты дифференциации одной и той же интрузии или относятся к различным вулканическим фазам, остается невыясненным.

К северу от Передового хребта, в ущелье р. Черка, среди юрских глинистых сланцев появляются еще два выхода гранитов — один в районе сел. Курноят, другой в районе сел. Куспарты и Зилги (671). Эти выходы представляют вскрытые эрозией (на дне долины) более северные глыбы, ограниченные продольными разрывами. На граниты и здесь налегает лейас, причем в глыбе у сел. Курноят кристаллические сланцы кровли интрузии были уничтожены в доюрское время, тогда как в районе сел. Зилги и Куспарты еще сохранилась кровля, в которой наблюдаются многочисленные пластовые и секущие апофизы гранитов, отчетливо устанавливаются действовавшие здесь процессы пнеуматолиза и имеются месторождения руд мышьяка (671) вместе с признаками руд Mo, W, Au, Pb, Zn, Cu (476, 684).

По Безингиевскому ущелью севернее Передового хребта граниты снова вскрываются эрозией в массивах Чегет-джора и Мыстикям и в еще более северном третьем массиве Джаблй, также ограниченном с юга разрывом.

Доюрские тектонические нарушения обуславливают здесь наложение лейаса непосредственно на граниты в районе массива Мыстикям на левом склоне долины р. Черка и сохранение мощной покрывки кристаллических сланцев на продолжении того же массива на правом берегу долины; в этой покрывке также устанавливается ряд рудных месторождений, генетически связанных с древними гранитами.

Еще западнее по р. Чегему, вследствие особых имеющих здесь место тектонических причин, юрские отложения распространяются значительно южнее и скрывают древний фундамент, так что здесь граниты упомянутых северных зон не обнажаются.

Наметившееся от р. Черка к р. Чегему погружение древнего фундамента прекращается, повидимому, на правом притоку р. Баксана — рч. Кестанты. Поперечным разрывом и поднятием западной части объясняется полное исчезновение южных полос юрских отложений к западу от р. Кестанты и слияние по р. Баксану отдельных глыб фундамента в одну широкую зону. Лишь на основании соотношений гранитов и кристаллических сланцев можно судить здесь о распадении древнего фундамента на глыбы, одни из которых сложены гранитами, другие — кристаллическими сланцами. По р. Баксану (1087) намечаются три полосы выходов гранита: первая слагает осевую часть Главного хребта, вторая около 8 км ширины, имея широтное направление, протягивается южнее вершины Эльбруса и пересекается р. Баксаном от ущелья р. Ирик до сел. Верхний Баксан, а третья появляется южнее Тырыауза.

Средняя полоса ограничена с обеих сторон разрывами и представляет горстообразное поднятие.

Граниты северной полосы, распространяясь далее к западу, обнажаются в верховьях р. Малки и на северных склонах Эльбруса (319), но здесь обнажения их отрывочны, так как они закрыты ледниками и альбрусскими эффузивами.

Среди гранитов Главного хребта Кабарды и отчасти Дигории П. С. Саакяном (1025, 1026) выделяются порфиоровидные, которые считаются наиболее древними, затем серые равномернозернистые и самые молодые из древнего комплекса — красные граниты. По наблюдениям ряда геологов (И. Г. Кузнецов, Н. И. Соустов и др.), красная окраска некоторых древних гранитоидов не может считаться признаком, характерным для гранитов того или иного возраста; переходы между серыми и изредка встречающимися красными гранитами обычно постепенные, без резких интрузивных контактов. Интрузивные же контакты между мелкозернистыми и в то же время обычно равномернозернистыми гранитами с одной стороны, и порфиоровидными гранитами, с другой, наблюдались в Кабарде (в верховьях р. Сукан) Н. И. Соустовым.

Граниты западной части Центрального Кавказа. В пределах области граниты выходят на поверхность в зоне Главного хребта по всем распространяющимся сюда своими верховьями рекам — по Кубани, Теберде, Аксауту, Маруху, Зеленчуку и Большой Лабе (5, 67, 112, 114, 115, 580, 1050). Вмещающие породы, преимущественно слюдяные гнейсы, имеют весьма значительное распространение в южной подзоне Главного хребта; граниты слагают здесь лишь ряд относительно небольших интрузивных массивов. Северная подзона, отделенная от южной грабенном, заполненным нижнеюрскими осадками, сложена почти нацело гранитами; кристаллические сланцы в основном уже удалены здесь эрозией. С севера граниты этой подзоны обрезаются крутым разрывом, по которому они приведены в соприкосновение с отложениями палеозоя (нижнего, среднего и верхнего) и протерозойскими кристаллическими сланцами. На гранитах и кристаллических сланцах в рассматриваемом районе не сохранилось никаких осадочных пород, и только в верховьях р. Аксаута на них имеются незначительные остатки лесса.

Граниты и кристаллические сланцы прорываются палеозойскими интрузиями пород семейства габбро и дайками диабазов и порфиритов, повидимому, юрского возраста.

Структурные и текстурные разновидности гранитов представлены так же, как и в других районах Главного Кавказского хребта. Здесь вы-



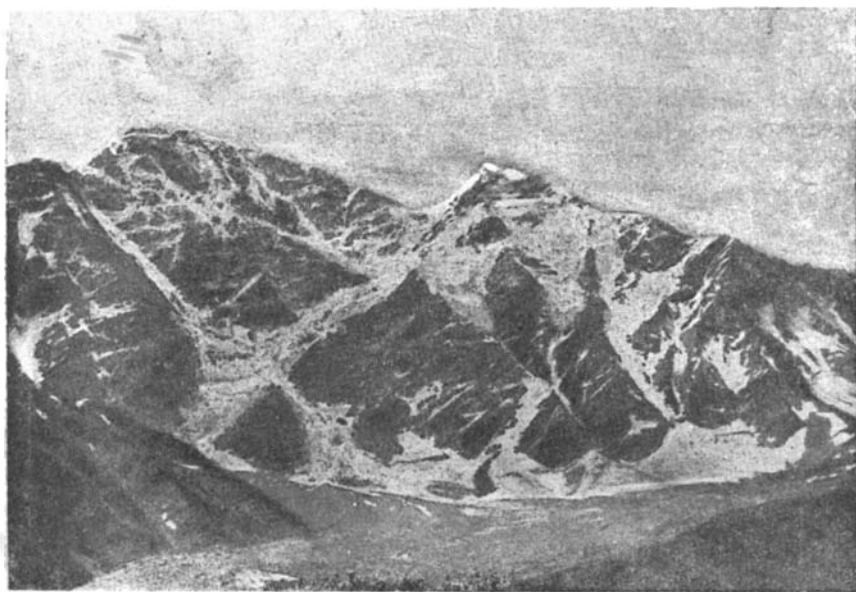


Фото 12. Гранитная вершина Донгуз-орун в бассейне Баксана  
Фото В. П. Ренгартена.

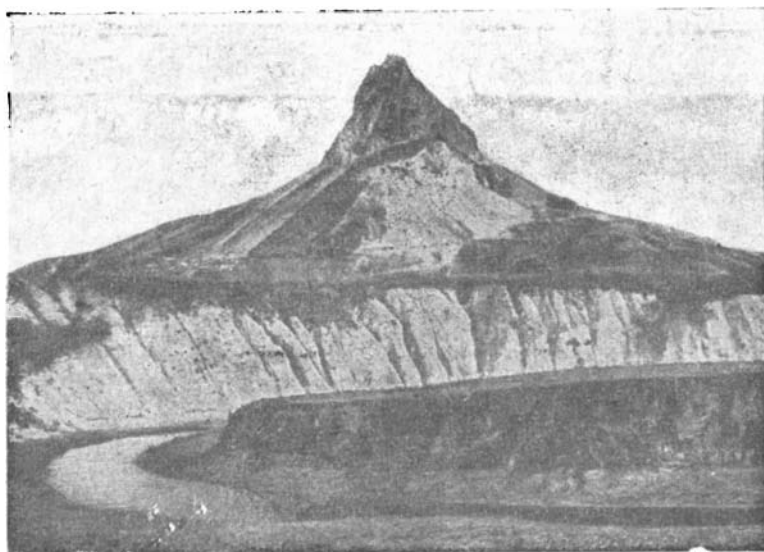


Фото 13. Гора Сюерше (лакколит) и мергели зоэна.  
Фото А. П. Герасимова.

деляются (112, 113, 580): 1) крупнозернистые двуслюдяные или биотитовые огнейсованные граниты, 2) порфириовидные того же состава граниты, 3) существенно микроклиновые (щелочные) граниты и 4) мелкозернистые двуслюдяные граниты типа Уллу-кам. Первые три группы обнаруживают общее свойство — огнейсованность, проявляющуюся в разных местах в различной степени.

Несколько особняком в этом отношении стоят граниты типа Уллу-кам, образующие значительное количество мелких тел среди преобладающих гранитов остальных типов; они не огнейсованы, хотя иногда также обнаруживают признаки параллельной текстуры. По составу граниты типа Уллу-кам не отличаются от остальных, но плагиоклаз здесь обычно имеет зональную структуру — от № 37 в ядре до № 19 по периферии зерен, а биотит бывает слабее разложен, чем в других разновидностях. Граниты типа Уллу-кам считаются более молодыми по сравнению с остальными.

В последнее время в разных местах Северного Кавказа удалось наблюдать (Н. И. Соустов) интрузивные контакты мелкозернистых гранитов типа Уллу-кам с гранитами других типов. Сопоставление данных полученных в Дигории, Кабарде и Западном Кавказе, приводит к заключению, что среди гранитов Главного хребта наметился один тип мелкозернистых, относительно свежих гранитов, более молодых по сравнению с остальными гранитами этой зоны. Вместе с тем, на основании анализа имеющихся данных о геологических условиях нахождения гранитов типа Уллу-кам, И. Г. Кузнецов приходит к заключению, что последние являются лишь составной частью единого комплекса, представленного гранитами Главного хребта.

Выходы гранитов типа Уллу-кам типичнейшим образом связаны с выходами других разновидностей древних гранитов. Из шести выходов гранитов типа Уллу-кам в верховьях р. Большой Лабы (112) пять приурочены к обособленным массивам древних гранитов иных типов, и только один расположен среди кристаллических сланцев, являющихся кровлей для всех разновидностей древних гранитов. Геологические профили показывают, что в верховьях р. Большой Лабы мы имеем один массив гранитов, лишь едва затронутых эрозией; вскрыты только сателлиты этого массива, в которых граниты типа Уллу-кам являются составной частью наравне с другими типами гранитов Главного хребта.

Столь же наглядная картина получается и для бассейнов истоков рр. Большого и Малого Зеленчуков. Здесь на геологической карте И. И. Бессонова (113) показано 17 выходов гранитов уллукамского типа, из них 14 связаны с выходами «огнейсованных» гранитов, а три остальных, весьма незначительных, подчинены свите слюдяных сланцев и гнейсов и находятся вне видимой связи с другими гранитами. На геологические разрезы (113) и здесь показывают, что мы имеем единый гранитный массив, составными частями которого среди других разновидностей являются и граниты типа Уллу-кам.

Надо отметить еще, что три упомянутых выхода уллукамских гранитов среди кристаллических сланцев в верховьях рч. Малая Дукка (приток р. Архыза) не показаны на более новой карте верховьев р. Большой Лабы, составленной тем же И. И. Бессоновым (112) и включающей весь бассейн рч. Малая Дукка.

С гранитами Главного хребта в бассейне р. Кубани связаны мышьяково-золотые (Уллу-Муруджу) и мышьяково-вольфрамовые (Кти-Теберда) месторождения, затем пегматитовые жилы с молибденитом и другие

рудопроявления; все они приурочены к кристаллическим сланцам, составляющим кровлю гранитов Главного хребта.

Граниты Краснодарского края. В верховьях рр. Малой Лабы и Белой древние граниты выходят в зонах Главного хребта и Бамбака (982, 989, 990), имея в последней лишь незначительное развитие на водораздельном пространстве между рр. Уруштеном и Кишой. В зоне Главного хребта они принимают участие в строении нескольких обломков обособленных сложной системой продольных разрывов. В верховьях рр. Уруштена, Киши и Белой граниты имеют интрузивные контакты с докембрийскими кристаллическими сланцами.

С отложениями нижнего карбона, а во многих случаях и с нижней юрой они находятся в тектонических контактах. Чаще нижнеюрские отложения перекрывают их трансгрессивно. Таково же отношение к ним и нижнепермских осадков в зоне Бамбака. В верховьях р. Уруштена можно наблюдать и трансгрессивное налегание нижнего карбона на граниты, которые вероятнее всего тоже относятся к гранитам Главного хребта. Крайний западный выход гранитов Главного хребта на Кавказе находится в верховьях р. Пшехи, где они вскрыты эрозией из-под нижнеюрских отложений.

Движения по разрывам, обусловившие распадение интрузии древних гранитов на систему блоков на крайнем северо-западе, происходят по меньшей мере с начала карбона и продолжались до конца альпийской складчатости. Разрозненность выходов и то обстоятельство, что граниты здесь подвергались интенсивной эрозии, начиная со среднего палеозоя, создают неблагоприятные условия для сохранения в этой части Главного хребта рудных месторождений, генетически связанных с интрузией рассмотренных древних гранитов.

### *О возрасте гранитов Главного хребта*

Приведенные данные о геологических условиях нахождения древних гранитов, об установленных среди них структурных и количественно-минералогических разновидностях и взаимоотношениях последних можно кратко представить в следующем виде.

Граниты Главного хребта имеют интрузивные контакты с кристаллическими сланцами, относимыми к нижнему докембрию; в некоторых случаях не исключена возможность отнесения вмещающих пород к верхнему докембрию. Интрузивных контактов тех или других разновидностей гранитов Главного хребта с нижним палеозоем ни в одном случае не было установлено. Указания на наличие интрузивных контактов гранитов с кристаллическими сланцами кассарской свиты в бассейне р. Ардона (1079) не могут быть истолкованы как доказательство контакта гранитов Главного хребта с нижним палеозоем, во-первых, потому, что нижнепалеозойский возраст значительной части кассарской свиты не доказан; во-вторых, потому, что мраморы кассарской свиты, палеозойский возраст которых еще можно допускать, через посредство конгломератов налегают на гранитные дайки в кристаллических сланцах (Л. А. Варданянц, 174). Метаморфические сланцы нижнего палеозоя, находящиеся в тектонических контактах с гранитами Главного хребта вдоль северной границы последнего по рр. Ваксану, Кубани и Зеленчукам, сохраняют свой типичный облик слабо метаморфизованных пород, по сравнению с теми кристаллическими сланцами, которые, будучи древ-

нее гранитов, в той или иной мере подверглись воздействию интрузии последних.

Гальки гранитов и кристаллических сланцев содержатся в конгломератах девона.

В тектонических зонах к северу от зоны Главного хребта эрозией вскрыты метаморфические и подчиненные им интрузивные породы и имеются гранитоиды, которые с достаточными основаниями относятся к нижнему палеозою, но которые не могут быть сопоставляемы с гранитами Главного хребта.

Все вместе позволяет считать граниты Главного хребта докембрийскими образованиями. И. Г. Кузнецов относил их в последнее время (679) к нижнему докембрию. В настоящее время он относит их к концу протерозоя, завершая их интрузией второй крупный докембрийский геологический цикл. К концу же первого цикла относятся подчиненные кристаллическим сланцам нижнего докембрия разнотипные, превращенные в очковые гнейсы и другие ортогнейсовые древнейшие на Кавказе кислые гранитоиды.

Считая граниты Главного хребта протерозойскими, И. Г. Кузнецов вместе с тем полагает, что совокупность данных позволяет наметить здесь не один, а по меньшей мере два интрузивных периода. Если провести сравнение протерозоя с палеозоем и учесть, что в течение палеозоя было, по крайней мере, четыре интрузивных периода и что по своей длительности протерозой, вероятно, превышает палеозойскую эру, то заключение о протерозойском возрасте гранитов Главного хребта не покажется находящимся в противоречии с данными о наличии интрузивных контактов одних разновидностей древних гранитоидов с другими. Вместе с тем не исключена возможность, что в отдельных местах среди протерозойских гранитоидов имеются выходы и более молодых палеозойских пород, по составу близких к первым. Достаточно указать, что в Северной Осетии, Кабарде и Западном Кавказе, среди гранитов Главного хребта устанавливаются палеозойские (нижнекарбонные) интрузии габбро-диоритов, аналогов тех пород, которые широко развиты среди палеозойских отложений зоны Передового хребта. А габбро-диориты зоны Передового хребта представляют лишь звено в дифференциационном ряду, крайними членами которого являются гипербазиты, с одной стороны, и сиенито-диориты и граптодиориты — с другой. Последние же, даже при тщательных петрографических исследованиях, зачастую не обнаруживают особенностей, которые позволили бы с уверенностью отличать их от гранитоидов Главного хребта, представленных большей частью тоже гранодиоритами.

## ПАЛЕЗОЙ

### Эффузии

Возрастное положение палеозойских эффузивов Северного Кавказа устанавливается большей частью достаточно или даже весьма точно благодаря тому, что В. Н. Робинсоном (982, 983 и материалы 1940 г.) подробно разработана стратиграфия палеозоя, особенно среднего и верхнего.

В петрографическом отношении палеозойские эффузивы Северного Кавказа еще недостаточно исследованы. В настоящее время можно счи-

тать установленным, что на протяжении всего палеозоя, за исключением силурийского периода (*sensu lato*), на нынешней территории Северного Кавказа происходили вулканические извержения, приведшие к накоплению как кислых, так и основных излившихся пород и вулканогенных образований. Отложения верхнего силура (готланда) известны лишь в одном месте (на Малке). История вулканических явлений за время ордовика остается нам, по существу говоря, неизвестной, хотя в отношении предположительно к ордовику части метаморфической толщи нижнего палеозоя эффузивные породы имеются.

### *Нижний палеозой*

Наиболее древние из палеозойских эффузивов мы находим в нижней свите метаморфических сланцев, залегающей в бассейне р. Лабь ниже свиты известняков со среднекембрийской фауной и которая может быть отнесена к нижнему кембрию. Здесь имеются метаморфизованные, еще мало изученные порфириды, реже порфиры, а также измененные туфогенные породы порфиритового состава. В верхней (над известняками среднего кембрия) свите той же толщи отмечаются горизонты роговообманковых сланцев и амфиболитов (?), часть которых представляет, по видимому, продукт метаморфизации основных эффузивов или же мелких пластовых интрузий.

По р. Хасауту и по низовьям его притока рч. Мушту, а также по р. Малке у устья Хасаута среди метаморфических сланцев, относимых теперь к нижнему палеозою, по наблюдениям ряда исследователей (А. П. Герасимов, И. Г. Кузнецов, Л. И. Пазюк, В. Н. Робинсон), изобилуют рассланцованные основные и отчасти кислые эффузивы — сланцеватые кварцевые порфиры, альбитофиры, измененные породы типа диабазов, палеотипные аналоги андезито-базальтов и плагиоклазиты.

### *Средний палеозой*

Девон. Мощная (до 2000 м) девонская толща, прослеживаемая от Эльбруса до истоков р. Кяфара, изобилует эффузивными и вулканогенными породами. Особенно мощно представлены последние в свите, относимой В. Н. Робинсоном к верхам нижнего и низам среднего девона. Наиболее низкие части этой свиты, мощность которых превышает 1000 м, представлены рассланцованными зелеными кварцевыми порфирами, альбитофирами и кварц-порфиристыми туфами. Выше кварц-порфиристые и альбитофиристые туфы чередуются со сланцами, туфо-песчаниками и конгломератами; туфогенный материал содержится и в цементе конгломератов. Эта свита пересекает р. Кубань по линии вершин Биазырта — Ныхт-баши и обнажается по р. Маруху севернее уроч. Нарат-эшик, по р. Большому Зеленчуку выше Богословской балки у сел. Архыз, по южному склону хребта Аби-шир-хуба и, наконец, в верховьях р. Кяфара.

Выше лежащие две свиты, относимые к среднему и низам верхнего девона, вместе с глинистыми сланцами, известняками, песчаниками и конгломератами содержат горизонты вулканических туфов; песчаники имеют туфогенный характер. Туфогенный материал имеется и в самых верхних горизонтах девона, подстилающих этренские слои нижнего карбона.

Нижний карбон. В верховьях р. Кяфара в верхней части той свиты метаморфизованных песчаниково-сланцевых (с прослоями извест-

няков) отложений, которая сопоставляется В. Н. Робинсоном с турнейским ярусом, имеются горизонты «миндалекаменных порфиритов». Аналогичные же основные породы — порфириты и габбро-диабазы, широко распространенные к западу от р. Кубани, залегают глубже в той же свите и представляют, видимо, гипабиссальные образования того же времени.

В тырнаузской свите нижнего карбона, развитой между рр. Баксаном и Малкой, существенную роль играют порфиритовые туфы, слагающие мощные горизонты среди кварцитов, филлитов и яшмовидных пород. Кроме того, в этой свите отмечаются различные порфиры, фельзюфиры, порфириты и спилиты (подушкообразные лавы).

Еще большую роль приобретают эффузивы в карачаевской свите, представляющей верхний ярус нижнего карбона. Эта свита содержит в средней своей части порфирито-туфогенный горизонт до 400 м мощности, который и подстилается и покрывается осадками, содержащими туфовый материал. Такой характер свита сохраняет на всей площади, где она обнажается от Тырны-ауза до левобережья р. Кубани.

Подводя итоги, можно сказать, что вулканические извержения в течение среднего палеозоя (от верхов нижнего девона до верхов нижнего карбона включительно) были весьма напряженными и привели к накоплению самых мощных в Большом Кавказе толщ эффузивов и вулканогенных продуктов.

### *Верхний палеозой*

Средний и верхний карбон. В основании среднего карбона (в зоне Бамбака) или в нижних конгломератах, подстилающих угленосные отложения вестфальского яруса (в более северной зоне по р. Лабе) залегают эффузивы, представленные то миндалекаменными порфиритами, то кварцевыми порфирами. Стратиграфически выше снова появляются ортофиры и их туфы, кварцевые порфиры и кварц-порфиритовые туфы; они, чередуясь с терригенными осадками, подстилают угленосную свиту верхов вестфальского яруса. Еще выше, в основании стефанского яруса, над горизонтом конгломератов снова появляются порфириты с шаровой отдельностью.

Пермь. Основные и средние по составу эффузивы и вулканогенные отложения характеризуют и нижний отдел пермской системы. Играя подчиненную роль среди грубокластических отложений, эффузивы прослеживаются (580, 701, 982) на площади выходов нижней перми от Кубани до Аксаута; к западу и к востоку отсюда они не были установлены.

### **Интрузии**

#### *Олигоклаз-альбитовые кварцевые диориты бассейнов рр. Уруштена, Малой Лабы и Маркопиджа*

В тесной ассоциации с серпентинитами (см. ниже) южной подзоны зоны Передового хребта в бассейне р. Малой Лабы находятся гранитоиды, называемые в литературе то гранитами (485, 486, 1040), то кварцевыми диоритами (541). Приведенное Н. А. Игнатьевым петрографическое описание позволяет принять для них название кварцевых диоритов.

Кварцевые диориты слагают линзовидной формы интрузии среди кристаллических сланцев докембрия, слагающих в основе упомянутую подвону. Они вытянуты согласно с простиранием сланцев. Во многих слу-

чаях линзы кварцевых диоритов располагаются рядом с такими же линзами серпентинитов; часто они прорывают серпентиниты, образуя внутри интрузий последних еще более мелкие линзовидные тела, ориентированные обычно в том же направлении. Контактное воздействие кварцевых диоритов на серпентиниты сказывается весьма отчетливо и было описано рядом исследователей (77, 541, 1040 и др.). Все вместе не оставляет сомнений в более молодом возрасте кварцевых диоритов по сравнению с серпентинитами.

Вместе с тем кварцевые диориты, как и серпентиниты, оказываются обычно сильно метаморфизованными, разгнейсованными, вследствие чего их нередко относили к ортогнейсам (462).

По описанию Н. А. Игнатьева, кварцевые диориты представляют средне-, реже крупнозернистые (до 1—1,5 см) равномернозернистые породы, состоящие из кислого (в среднем № 12) плагиоклаза — до 70% по объему, кварца — 16%, мусковита, реже биотита, роговой обманки и акцессориев — апатита, магнетита, турмалина, иногда гематита;<sup>1</sup> в эндоконтактных зонах появляется обыкновенная роговая обманка, эпидот, хлорит, реже актинолит и сфен. Характерно отсутствие калиевых полевых шпатов.

С кварцевыми диоритами генетически связаны лампрофировые породы, аллиты и пегматиты. Лампрофиры образуют дайки в 10—30 см мощностью в кристаллических сланцах и змеевиках. Это — мелко- и равномернозернистые породы, состоящие из плагиоклаза и обыкновенной роговой обманки или из плагиоклаза и пироксена и второстепенных кварца и мусковита; новообразования представлены биотитом (за счет амфибола), эпидотом и уралитовой роговой обманкой. Характерны закономерно-эвтектические прорастания пироксена и амфибола с плагиоклазами.

Контактное воздействие кварцевых диоритов на серпентиниты сказалось на возникновении амфиболово-слюдяных оторочек. В кварцевых диоритах встречаются также отторженцы серпентинитов, названные в свое время Н. И. Безбородько «бомбами» за их эллипсоидальную форму. Состав их близок или даже тождествен экзоконтактным зонам серпентинитов. Из роговых обманок в такого рода образованиях присутствует обыкновенная роговая обманка, актинолит и тремолит. Эти роговые обманки встречаются раздельно друг от друга вместе с серпентином, тальком, хлоритом и карбонатом. Кроме того, совместно с амфиболами широко развиты биотит, апатит, частично кварц, полевой шпат, эпидот и сфен.

Кристаллические сланцы с подчиненными им серпентинитами и кварцевыми диоритами трансгрессивно перекрыты нижним триасом. В верхнем палеозое, кое-где сохранившемся в рассматриваемой зоне, никаких признаков этих интрузивов не имеется. Интенсивная рассланцованность кварцевых диоритов Промежуточной (южной) зоны резко отличается от пород верхнепалеозойского интрузивного комплекса горы Ятыргварты, но и от среднепалеозойских основных и средних пород смежного района верховьев р. Кяфара. Все это дало основание Д. П. Сердюченко (1041) отнести рассматриваемые породы к докембрию.

<sup>1</sup> Надо отметить, что Н. А. Игнатев дал общее описание кварцевых диоритов и пород хребта Магяш, которые, по новым данным, должны быть выделены в комплексе горы Ятыргварты значительно более молодого возраста. Возможно, что приводимое описание в некоторой своей части не относится к рассматриваемым кварцевым диоритам.

Указание В. Н. Робинсона о наличии дайки серпентинитов в среднем кембрии между рр. Большой и Малой Лабой и допускаемая им возможность отнесения некоторой части кристаллических сланцев района среднего течения р. Малой Лабы к самым низам кембрия побуждают отнести кварцевые диориты и ассоциирующиеся с ними серпентиниты к нижнему палеозою и ставить их формирование в связь с палеозойскими тектоническими движениями.

### Северные граниты

Название «северные» граниты, примененное когда-то (5) к небольшим выходам по правым притокам среднего течения р. Кубани, было затем распространено на все граниты, обнажающиеся в самой северной зоне, где из-под мезозойских (шиженюрских, кроме одного случая) отложений вскрывается древний субстрат. Одновременно в кавказской геологической литературе по отношению к этим гранитам получило широкое применение другое название — «красные» граниты (по преобладающей окраске). Однако в ряде случаев северные граниты имеют также и серый цвет, так что термин «красные» граниты является неудачным и должен быть оставлен; в этом тем более создается необходимость, что во многих случаях и среди гранитов Главного хребта встречаются породы красного цвета, которые по одному этому, не имеющему геологического значения признаку нередко сопоставляют или даже пытаются отождествлять с северными гранитами.

В последнее время к северным гранитам относят следующие выходы: 1) по р. Тызыл, левому притоку р. Баксана; 2) по р. Малке к югу от устья р. Хасаута и по правому притоку последней — рч. Мушту, 3) по правым притокам р. Кубани, рр. Индыш-арты-кол, Индыш и Аман-кол к юго-востоку от г. Клухори. 4) по р. Большой Лабе у устья р. Бескеса, 5) по р. Сахраю, правому притоку р. Белой, 6) по р. Белой к югу от станции Даховской. 7) по р. Эшкакону (Уч-кекен) и Аликоновке, правым притокам р. Подкумка. Первые шесть выходов приходится в продольной депрессии к югу от Скалистого хребта, а последние выходы (пункт 7) располагаются уже в зоне предгорий, где широкое развитие имеют нижнемеловые отложения.

Все перечисленные выходы, как уже сказано обнажены отрывочно в глубоких промоинах некоторых рек. Надо полагать, что площадь подземного распространения северных гранитов обширна. Повидимому, они распространяются под поверхностью и еще севернее, на Предкавказскую равнину, о чем можно судить, например, по ксенолитам древних гранитов, найденным А. П. Герасимовым в трахитах горы Сюреше, к северу от ст. Мцхеральские Воды.

1. Самым крупным, площадью в несколько десятков квадратных километров, выходом северных гранитов является выход по рр. Малке и Мушту, который вместе с тем оказывается и единственным хорошо изученным. Геологические исследования произведены здесь А. П. Герасимовым (308); краткая сводка наблюдений А. П. Герасимова и петрографическое описание гранитов выполнены К. Н. Паффенгольцем (806).

Граниты по рр. Малке и Мушту относятся к одному массиву, лишь тонкой покрывкой нижней юры разделенному по поверхности на два выхода. Вмещающими породами являются на юге кристаллические сланцы протерозоя, а на севере — метаморфические сланцы, отнесенные первоначально к верхнему докембрию (302), а теперь относимые с большой



вероятностью к нижнему палеозою (308, 679, 801 и материалы В. Н. Робинсона 1940 г.).

Метаморфические сланцы северного контакта падают полого-волнисто под граниты и слагают постель интрузии. Кроме того, они встречаются в виде многочисленных, часто весьма крупных пачек в самой интрузии. Сланцы местами пересечены многочисленными апофизами гранитов, а иногда и тонко «инъцированы» ими. Контактново-метаморфические изменения сланцев проявляются в образовании различных роговиков, но не распространяются далеко от гранитов. Такого же рода контакты наблюдаются по р. Малке вдоль южной границы массива, где граниты уходят под сланцы. На всей остальной площади граниты и кристаллические сланцы трансгрессивно перекрыты песчаниками нижней юры с аркозами в основании. Вся совокупность данных позволяет заключить, что граниты рр. Малки и Мушта подверглись интенсивной эрозии еще в доюрское и частью в нижнеюрское время, в результате чего от интрузии сохранились только более глубокие горизонты, а в северной и северо-западной частях — лишь остатки ее основания.

Редкие жилы аплитов и пегматитов в гранитах и сеть кварцевых и кварцево-карбонатных жил в кристаллических сланцах являются дериватами интрузии. Вместе с уничтожением кровли интрузии и верхних ее частей в доюрское время уничтожен в основном и ореол связанных с интрузией рудных месторождений. Все же в сланцах низовьев рр. Мушта и Хасаута встречаются кварцевые и кварцево-карбонатные жилы с пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом; значительное количество этих жил обнаруживает золотоносность. Из них же происходит россыпное золото, разрабатываемое с 1935 г. по рр. Мушту, Хасауту и Малке. В той же приконтактной зоне установлены зоны шеелитового оруденения.

Породы рассматриваемой интрузии розового или красного цвета, равномерно-, средне- или крупнозернистого сложения; по составу — это мусковитовые и двуслюдистые микроклиновые гранитоиды, которые по преобладанию плагиоклаза над кали-натровым полевым шпатом приближаются к плагиоклазовым гранитам или к гранодиоритам. Вместе с типичным микроклином здесь отмечается присутствие кали-натровых полевых шпатов, близких к анортоклазу,

2. По р. Тызыл в бассейне р. Баксана, в 15—18 км от Малкинской интрузии, на небольшой площади обнажаются граниты (1082), по геологическим условиям, по структуре и составу близкие к гранитам р. Малки. Они залегают среди метаморфических сланцев, вероятнее всего нижнепалеозойского возраста, дают с ними интрузивные контакты и оказывают на них метаморфизирующее воздействие. На размытой поверхности гранитов и сланцев залегают трансгрессивно свита песчаниково-сланцевых пород тоарского яруса. Породы — красного или даже мясокрасного цвета, состоят из микроклина (40%), кислого (около № 30) плагиоклаза (25%), кварца (28%), мусковита (6%) и акцессориев (1%).

По составу это — настоящие граниты.

3. Три совсем небольшие выхода гранитов то красного, то серого цвета обнажаются по правым притокам Кубани — Индыш-арты-кол, Индыш и Аман-кол. Они располагаются по линии северо-запад—юго-восток и подчинены сланцам верхнего докембрия, с которыми имеют нормальные интрузивные контакты с юго-западной стороны, а с северо-востока обрваны сбросом, по которому приведены в соприкосновение с нижнеюрскими осадками (5). В этих выходах мы наблюдаем лишь едва вскрыту

притоками Кубани южную часть древней (доюрской) интрузии — часть, обрезанную сбросом; продолжение гранитов под юрскими осадками севернее сброса не вызывает сомнений. Граниты р. Кубани аналогичны гранитам р. Малки, но здесь встречены и разности с роговой обманкой.

4. Выход северных гранитов по рр. Большой Лябе и Бескесу, при их слиянии (982, 1040, 1041, 1133), занимает площадь около 3 км<sup>2</sup>. С юга граниты соприкасаются с серпентинитами, а с севера — с кристаллическими сланцами, лишь едва выступающими у русла рек из-под нижнеюрских отложений; последние покрывают также трансгрессивно и граниты и серпентиниты.

По наблюдениям П. М. Татарина (1133) и Д. П. Сердюченко (1040, 1041), дайки гранитов, гранит-аплитов и лампрофиров пересекают серпентиниты. Последние, кроме того, образуют включения («бомбы») в гранитах; в контактах гранитов с серпентинитами наблюдаются характерные контактово-метаморфические новообразования. Все это свидетельствует о более молодом возрасте гранитов. Вместе с тем граниты сильно сматы, местами раздроблены и метаморфизованы, что становится особенно ясным при их микроскопическом изучении. На ряде участков в силу своей рассланцованности и чередования неясно ограниченных полос разной окраски и структуры они производят общее впечатление гранито-гнейсов.

Породы состоят, по данным Д. П. Сердюченко, из кварца (до 39%), кислого (№ 6) плагиоклаза (38%), микроклина (13%), мусковита (4%), моноклинного пироксена (2%), эпидота и цоизита (4%), пирита, сфена и др. (1%). По некоторым другим данным в них содержится также роговая обманка и ортоклаз. По составу породы определяются как гранодиориты с избыточным содержанием SiO<sub>2</sub>. Комплекс интрузивных пород — серпентинитов и гранитов — ограничен с юга сбросом, по которому серпентиниты соприкасаются с нижним палеозоем. Возраст кристаллических сланцев, которым подчинены граниты, не может считаться установленным; их обычно относят к докембрию, но они могут оказаться и нижнепалеозойскими породами, метаморфизованными воздействием интрузии гранитов.

5. Выход по р. Сахраю у горы Шибобы (269, 1192) занимает площадь около 3 км<sup>2</sup>. Граниты красные, иногда сероватые, по структуре и составу тождественны гранитам рр. Кубани и Большой Лябы.

Шибобинский выход ограничен с юга и востока разрывами, по которым граниты приведены в соприкосновение с осадками нижнего триаса. С северо-запада граниты перекрываются трансгрессивно нижним триасом (269, 982). Таким образом, здесь мы получаем первое указание не только на доюрский, но и на дотриасовый возраст северных гранитов.

6. По р. Белой между станицей Даховской и сел. Хамышки располагается самый западный выход северных гранитов. К нему же примыкает с востока небольшой выход в верховьях рч. Меркулайки. Здесь вместе с гранитами обнажаются частично и кристаллические докембрийские (?) сланцы. Непосредственно на граниты с запада трансгрессивно налегают осадки келловоя, а с юго-востока и северо-востока — осадки верхнего триаса, среди которых характерно присутствие конгломератов с галькой гранитов (269). С севера к гранитам примыкают небольшой выход серпентинитов.

Охарактеризованные выходы северных гранитов прослеживаются на протяжении 240 км вдоль Кавказского хребта. Наблюдаемая здесь отрывочность выходов обусловлена не наличием отдельных мелких штоков,

а тем, что здесь современная эрозия лишь местами достигла обширной интрузии, подвергшейся сильным тектоническим нарушениям и эрозия еще в дотриасовое и частью в триасовое и нижнеюрское время и закрытой затем осадками трансгрессивных серий триаса и юры. Несомненно, интрузия эта продолжается под мезозойскими осадками как к северо-западу, так и к юго-востоку. С северо-запада она вместе с вмещающими ее древними ипородами обрезана сбросом еще в докелловское время и скрыта здесь, видимо, на значительной глубине под мезозоем; на юго-востоке она скрыта еще непромытыми осадками юры; к северу интрузия все более и более погружается вместе с комплексом мезозоя.

7. Однако в районе Кисловодска в одной из зон, испытавшей поднятие и подвергшейся эрозии в конце юрского времени, граниты снова подходят близко к поверхности и местами вскрыты эрозией. Именно — по рч. Эшкакону, к юго-западу от Кисловодска, на дне долины из-под песчаников нижней юры выступают граниты. Еще ближе к Кисловодску, в 12—13 км от него к юго-западу, на дне долины Аликовки под титаном (?) и дрсевой, подстилающими валанжинские известняки, на коротком протяжении обнажаются несколько рассланцованные граниты (787).

На Предкавказской равнине в трахилипаритах горы Сюереше А. П. Герасимовым (295, 296) встречены ксенолиты гранитов (вероятнее всего древних?), указывающие на незначительную глубину залегания последних.

Изложенные фактические данные указывают на дотриасовый возраст северных гранитов. Трансгрессивное налегание нижнего триаса на граниты Шибабинского выхода было отмечено в литературе впервые в 1928 г. (269), а о доюрском возрасте малкинских гранитов было сообщено в печати в 1924 г. (806). А. П. Герасимов, исследовавший малкинские граниты, вначале считал их за послеюрские (671), но затем, проанализировав свои полевые наблюдения, пришел к выводу о доюрском их возрасте, что и нашло свое отражение в работе К. Н. Паффенгольца (806). Тогда же Д. С. Белянкин (94) кратко обосновал доюрский возраст индышских гранитов и, учитывая ряд опубликованных А. П. Герасимовым в предвагительных отчетах данных, высказал сомнение в послеюрском возрасте гранитов р. Малки. Не различая в то время гранитов Главного хребта от северных гранитов, Д. С. Белянкин сопоставлял последние с гранитами Кабарды, Дарьяла и т. д.; исходя из представления о карбонном возрасте глинистых сланцев Дарьяла, он отнес дарьяльские, а вместе с ними и северные граниты к каледонской складчатости.

Если учесть, что северные граниты имеют нормальные интрузивные контакты только с верхним докембрием и нижним палеозоем и трансгрессивно перекрываются нижним триасом, то можно сказать с определенностью лишь об их палеозойском возрасте.

Это заключение можно было бы уточнить путем петрографического изучения галек и валунов гранитов из конгломератов верхнего палеозоя, где встречаются граниты красного цвета, но принадлежат ли они именно к северным гранитам, нельзя сказать из-за недостаточности данных. Со времени карбона мы уже достаточно хорошо можем проследить характер вулканической деятельности на Северном Кавказе. В последовательности этих процессов во время карбона и перми мы не находим места красным гранитам и потому относим их условно к докарбонному возрасту, делая наиболее вероятное предположение о связи их с ранневарисской или с каледонской складчатостью.

### Чиликские гранитоиды

В верховьях р. Кяфара среди палеозойских отложений на площади около 7 км<sup>2</sup> обнажена интрузия гранитоидов. Последние обнаруживают значительные колебания в своем составе и представлены роговообманковыми и биотито-роговообманковыми гранитами и роговообманковыми кварцевыми диоритами и диоритами.

Вмещающими породами являются различные кварцитовые сланцы верхней свиты нижнего палеозоя, возраст которой определяется в пределах верхнего кембрия — нижнего силура. Интрузия оказала на сланцы метаморфизирующее воздействие, выразившееся в появлении в них биотита, граната, апатита, турмалина.

Связанные с интрузией гидротермальные процессы обусловили образование в тех же породах множества жил, прожилков и линз кварца. Эта особенность отличает метаморфические сланцы данного района (817).

Вмещающие интрузию сланцы к востоку от нее пересечены крупным меридиональным сбросом. В опущенном восточном крыле широкое развитие приобретают породы среднего палеозоя — девона и нижнего карбона. Из-за указанного тектонического нарушения первоначальное соотношение между рассматриваемой интрузией и средним палеозоем остается неизвестным.

Развитые к северу от интрузии отложения среднего карбона трансгрессивно налегают на размытую поверхность интрузии, перекрывают сброс и отложения среднего палеозоя восточного крыла, вмещающие мощные интрузии базитов и гипербазитов.

Приведенные данные позволяют наметить такую схему процессов, определивших современные геологические условия в районе интрузии.

1. Формирование интрузии в толще нижнего палеозоя.
2. В нижнем карбоне часть интрузии была высоко поднята по сбросу вместе с вмещающими породами западного крыла.
3. В опущенном восточном крыле сформировались сложные интрузии габбро-перидотитовой магмы.
4. В конце нижнего — в начале среднего карбона, когда имело место общее восходящее движение земной коры на Северном Кавказе, эрозией удалены значительные толщии осадочных пород и апикальные части кислой и ультраосновных интрузий в обоих крыльях. Размыв был особенно интенсивным в западном крыле, где среднепалеозойские отложения громадной мощности (несколько километров) оказались целиком уничтоженными.

5. Новое погружение всей области в начале среднего карбона обусловило трансгрессивное налегание верхов среднего карбона на средний и нижний палеозой и на размытые граниты и серпентиниты.

Сопоставление чиликских гранитоидов и кяфарских интрузивов (к востоку от сброса) габбро-перидотитового ряда в химико-минералогическом отношении указывает на независимость и, вероятнее всего, на разновозрастность этих интрузий. Кяфарские интрузии — нижекарбонного возраста, чиликская интрузия гранитоидов вероятнее всего докарбоновая, т. е. каледонская или ранневарисская.

### Нижнедевонская интрузия кварцевых порфиров

По балке Никитиной, правому притоку р. Малой Лабы, в верхних горизонтах свиты серых филлитовых сланцев, по данным В. Н. Робинсона, обнажается мощная интрузивная залежь белого кварцевого порфира.

Восточнее названная свита сланцев согласно подстилает мощную толщу кварцево-хлоритовых сланцев, переслаивающихся с рассланцованными велевыми кислыми эффузивами и туфами; среди последних имеются прослой конгломератов. В конгломератах содержатся гальки и валуны кварцевого порфира, похожего на кварцевые порфиры упомянутой интрузивной залежи из нижней свиты серых сланцев. По стратиграфическим построениям В. Н. Робинсона, эта свита относится к нижнему девону, а вышележащая свита с эффузивами и конгломератами — к нижнему и низам среднего девона. Приведенные данные указывают на нижнедевонский возраст интрузивной залежи кварцевых порфиров; вероятно она, как гипабиссальная интрузия, образовалась одновременно и в связи с эффузиями кварцевых порфиров, характеризующих вышележащую свиту.

#### *Нижнепалеозойские (каледонские) интрузии гипербазитов*

К нижнепалеозойским (каледонским) или приуроченным к началу среднего палеозоя ранневарисским гипербазитам в настоящее время с достаточными основаниями можно относить серпентиниты бассейнов рр. Уруштена, Армюквы, Малой Лабы, Маркопиджа, Блыби и Большой Лабы. Это одна значительная площадь, которая, весьма вероятно, продолжается и далее к северо-западу, будучи покрыта там отложениями триаса. В массивах гор Тхач и Ачешбок серпентиниты снова вскрыты эрозией из-под нижнего триаса. Того же, повидимому, возраста серпентиниты самой северной полосы, где обнажены массивы бассейна р. Малки (у сел. Хабаз), горы Белена (при впадении р. Бескеса в Большую Лабу) и близ станции Даховской по р. Белой.

Серпентиниты ареала Уруштен — Малая Лаба — Маркопидж были описаны в 1913 г. Н. И. Безбородько. Геологическое положение их освещено частично И. В. Поповым в 1929 г. и более подробно — В. Н. Робинсоном в 1932 г. Последнее по времени и вместе с тем наиболее детальное петрографическое описание принадлежит Н. А. Игнатьеву — 1936 г. (541).

Серпентиниты рассматриваемого ареала залегают среди кристаллических сланцев нижнего докембрия. Они образуют значительное количество согласно со сланцами залегающих линзовидных интрузий, вытянутых в западно-северо-западном направлении; размеры интрузий колеблются от самых незначительных до пяти и более километров в длину, при ширине от 100 до 1000 и более метров. Иначе ориентирована одна (и притом самая большая) интрузия серпентинитов по рч. Маркопиджу — правому притоку р. Малой Лабы. Она вытянута по меридиану более чем на 10 км, имея в ширину 1—1,5 км.

Второй особенностью ультраосновных интрузий р. Малой Лабы является теснейшая их связь с кислыми — кварц-диоритовыми интрузиями: во многих случаях, судя по описанию и по карте Н. А. Игнатьева, серпентиниты и кварцевые диориты слагают соответственно как бы две половинки одной и той же линзы или две, по длинной оси несколько смещенных одна относительно другой, линзы; кроме того, во многих случаях кварцевые диориты образуют внутри интрузий серпентинитов совсем мелкие, большую часть также линзовидные интрузии. Третьей их отличительной чертой является то, что они, равно как и прорывающие их кварцевые диориты, рассланцованы, а последние обычно даже разгнеивованы.

Серпентиниты (и кварцевые диориты) перекрываются трансгрессивно отложениями нижнего триаса; трансгрессивного залегания на серпенти-

ниты нижнепермских напластований, развитых в верховьях р. Большой Блыби, наблюдать не удастся; контакты между теми и другими тектонические.

Надо отметить еще, что в то время как кристаллические сланцы докембрия изобилуют интрузиями гипербазитов, развитые тут же к северу метаморфические сланцы нижнего палеозоя лишены их; и только восточнее, на водоразделе между р. Большой Лабы и ее притоком р. Большой Блыбю, В. Н. Робинсоном наблюдалась дайка серпентинитов в известняковой свите нижнего палеозоя (=средний кембрий). Сказанное относится только к району р. Малой Лабы и левобережья Большой Лабы, так как восточнее р. Большой Лабы серпентиниты залегают не только в нижне-, но и в среднепалеозойских отложениях. Но те серпентиниты, по представлениям И. Г. Кузнецова, составляют особую геологическую формацию по сравнению с рассматриваемой.

Серпентиниты района Малой Лабы состоят в основном из антитеридита и хризотила с незначительными остатками первичных минералов — бронзита, диопсида, оливина; в том или ином количестве содержатся также магнезит, хлорит, тальк, амфиболы (обыкновенная роговая обманка, актинолит, тремолит) и некоторые другие минералы. Некоторые из названных минералов местами имеют такое развитие, что образуются преимущественно тальково-хлоритовые породы типа горшечного камня. Судя по реликтовым минералам, первоначальные породы представляли ультраосновные разности габбро: перидотито-пироксеновой магмы — пироксениты (бронзититы, вебстериты) и перидотиты (гарцбургит). По мнению Н. А. Игнатьева, именно бронзититы, повидимому, играли доминирующую роль, тогда как И. В. Попов и Н. Е. Ефремов допускали некоторое значение также и для горнблендитов.

Геологические условия и петрографические особенности интрузивного комплекса района р. Малой Лабы позволили Н. А. Игнатьеву наметить два типа метаморфизации первичных пироксенитов и перидотитов.

1) Воздействие на ультраосновные породы протопнеуматолитических процессов или постмагматических водных растворов, обогащенных  $\text{CO}_2$  и  $\text{SiO}_2$ , выразившееся в серпентинизации и гипербазитов. К этому времени относится и образование в серпентинитах кварцево-карбонатных жил с сульфидными минералами никеля.

2) Метаморфизирующее воздействие на серпентиниты пневматолитовых и гидротермальных растворов, связанных с интрузией кислой магмы и формированием кварцевых диоритов. Кислая магма воспользовалась зонами, ослабленными тектоническими воздействиями, и внедрилась между серпентинитовыми линзами и вмещающими их породами, частично прорвав и самые серпентиниты. Эта вторая стадия метаморфизации представляет процесс стеатизации (по Hess'у) серпентинитов. В экзоконтактных зонах в это время образуются апатит, альбит, обыкновенная роговая обманка, актинолит, эпидот, хлорит, тальк, карбонаты.

Принимая во внимание вышеприведенные геологические условия, резко отличные от тех, которые характеризуют заведомо нижнекарбонатовые (см. ниже) серпентиниты, И. Г. Кузнецов, в согласии с В. Н. Робинсоном, считает интрузии серпентинитов района р. Малой Лабы, включая сюда и верховья рч. Блыби, докарбонатовыми, вероятнее всего относящимися к концу нижнего и началу среднего палеозоя. В. Н. Робинсон (1922) еще в 1932 г. указывал на то, что на всем протяжении от горы Тхач до р. Лабы змеевиковые массивы залегают только среди пород докембрий-

ского возраста. Н. А. Игнатъев относил их к верхнему палеозою, а Н. Е. Ефремов — к нижнему карбону (485). В тектоническом отношении рассмотренные серпентиниты относятся к южной, так называемой Промежуточной (по В. Н. Робинсону) подзоне зоны Передового высокогорного хребта. Эта подзона, судя по некоторым ее особенностям может быть предположительно протянута в виде узкой полоски вдоль южного края зоны палеозойских отложений до правобережья р. Баксана. Приуроченные к ней мелкие выходы серпентинитов у перевала Карачай-аул между рр. Даутом и Кубанью, затем в верховьях Кубани (например, у сел. Хураук), может быть, и у перевала Кыртык, предположительно можно также отнести к рассмотренной формации.

### Северные серпентиниты

Под таким названием И. Г. Кузнецов предлагает выделить четыре выхода серпентинитов на Северном Кавказе: малкинский, беденский, шиджатмазский и даховский (белореченский). Геологическое положение массивов определяется прежде всего приуроченностью их к тектонической зоне, расположенной севернее зоны Передового высокогорного хребта, т. е. севернее полосы широкого развития среднего и верхнего палеозоя. Наибольшее количество геологических данных, допускающих решение вопроса о возрасте ультраосновной интрузии имеется для Беденского массива.

1. Беденский массив серпентинитов, вскрытый у западного подножия горы Беден на протяжении нескольких километров р. Большой Лабой и ее левым притоком р. Бескесом, ограничен с юга разрывом, но которому он приведен в соприкосновение с нижнепалеозойскими метаморфическими сланцами. По мнению Н. Е. Ефремова, контакт серпентинитов с нижнепалеозойскими метаморфическими сланцами интрузивный. С севера с серпентинитами контактируют, согласно данным ряда исследователей (В. Н. Робинсон, П. М. Татаринев, Д. П. Сердюченко и др.), более молодые граниты. Последние прорывают серпентинитовый массив, имея с ним зубцеобразную форму контакта, и содержат ксенолиты и впавления серпентинита; кроме того, лампрофиры и пегматито-аплитовые жилы этих гранитов прорывают эмеэвиковые породы и дают ряд контактово-метаморфических образований. Внедрение гранитов и их упомянутых дериватов обусловило образование в серпентинитах месторождения асбеста; в зонах образовавшихся лиственитов установлены минералы никеля и, кроме того, золото и висмут, характерные для кислой магмы. Серпентиниты, граниты и нижнепалеозойские сланцы транспрессивно перекрыты нижеюрскими отложениями.

Из сказанного явствует, что серпентиниты Беденского массива — доюрского возраста. Дальнейшее уточнение вопроса об их возрасте находится в зависимости от возможности установить возраст прорывающих их гранитов. Совокупность имеющихся данных, приводимых при рассмотрении северных гранитов, позволяет с наибольшей вероятностью отнести время интрузии последних либо к концу нижнего, либо к началу среднего палеозоя. Соответственно каледонскими (или ранневарисскими) представляется возможным считать и беденские серпентиниты.

2. Малкинский массив серпентинитов (308, 1041, 1044, 1127), самый крупный и лучше других изученный на Северном Кавказе, расположен по среднему течению р. Малки при выходе ее в область предгорий между р. Уллу-Лахран и сел. Хабаз. С юго-запада по разрыву он

приведен в соприкосновение со свитой филлитов, которой подчинены известняки с верхнесилурийской фауной. С запада, востока и севера массив трансгрессивно перекрыт юрскими отложениями, налегающими на него разными горизонтами — от лейаса (?) до кимериджа включительно. К северо-востоку массив в соответствии с падением лежащего на нем мезозоя полого погружается под дно долины Малки. Как далеко распространяется он под мезозоем параллельно Кавказскому хребту, а также по направлению к равнине, не известно. На глубину массив промыт до 400 м при обнаженной площади около 200 км<sup>2</sup>.

Повидимому, вследствие крупных размеров массива слагающие его породы не рассланцованы. Это однородно-массивные с правильно развитыми системами трещин серпентиниты. Они зеленовато-черного, реже зеленого цвета, порфирированной структуры вследствие наличия равномерно распределенных спайных пластинчатых зерен бастита и их скоплений (3—10 мм) в плотной основной массе, состоящей из спутанно-волоконистого с сетчатой структурой хризотила. Судя по реликтам первичных минералов (308, 1044), исходной породой были, вероятно, перидотиты типа гарцбургита.

На поверхности массива под юрскими осадками сохранились на значительной площади мощные континентальные отложения, накопление которых происходило на плоском побережье в течение длинного периода постепенного захвата юрским морем суши этого района. Эти отложения представлены то краснозёмами, то окисленными хром- и никельсодержащими железными рудами, то магнетитом; месторождение имеет промышленное значение. Серпентиниты р. Малки содержат, очевидно, платину и осмистый иридий, которые получают вместе с золотом при промывке четвертичных и современных отложений по долине в пределах массива и ниже его по течению. Однако изучение пород под микроскопом и их анализы не позволили установить упомянутых минералов группы платины, очевидно, вследствие ничтожного их содержания.

3. Совсем небольшой выход сильно рассланцованных серпентинитов установлен А. П. Герасимовым среди метаморфических сланцев нижнего и среднего палеозоя в верховьях рч. Шиджатмаз. левого притока р. Хасаута (слева впадающего в р. Малку). Возможно, что он, а главным образом серпентиниты верховьев р. Малки, являются источником платины, установленной в шлихах, полученных из песка р. Малки ниже устья р. Хасаута, но выше устья рч. Лахрана.

4. Даховский массив серпентинитов — самый западный из рассматриваемых выходов на Северном Кавказе, располагается по р. Белой между сел. Хамыпки и станцией Даховской. Здесь на коротком протяжении из-под нижней юры выступают граниты и непосредственно с ними граничащие с севера серпентиниты. Появление отрывочных выходов (в условиях плохой обнаженности) амфиболитов указывает или на контактное воздействие на серпентиниты гранитов, которые в таком случае окажутся более молодыми, или же на то, что упомянутые интрузии подчинены докембрийскому кристаллическому комплексу.

### *Среднепалеозойские (и верхнепалеозойские?) серпентиниты*

В зоне Передового высокогорного хребта почти на всем протяжении распространения палеозойских отложений — от правобережья р. Баксана на востоке и до р. Большой Лабы на западе — широко распространены большей частью мелкие интрузии ультраосновных пород, метаморфи-



зованных в серпентиниты. Они установлены здесь в количестве многих десятков. Серпентиниты слагают в подавляющем большинстве случаев мелкие линзообразные тела типа крутопадающих интрузивных залежей, а также дайки, приуроченные к зонам разлома, весьма многочисленным здесь. Вмещающими породами являются в редких случаях нижнепалеозойские сланцы, обычно же девонские и нижнекарбоновые, в той или иной мере метаморфизованные, осадочные, вулканогенные и эффузивные образования. В немногих случаях серпентиниты обнаружены среди верхнепалеозойских (верхнекарбоновых и нижнепермских) отложений; однако отношение серпентинитовых выходов к этим последним пока еще не может считаться окончательно выясненным.

Кроме того, серпентиниты распространены по Кубани и ее притокам севернее зоны палеозойских отложений Передового хребта. Именно: р. Кубанью и ее притоками, рр. Тебердой, Куль-тубе, Даутом, Худесом, а также рр. Малкой и Баксаном из-под юрских отложений вскрыта зона, в основе своей сложенная интенсивно дислоцированными протерозойскими метаморфическими сланцами; в местных зонах погружения на протерозое сохранились местами и палеозойские отложения; вследствие погружения к северо-западу протерозой не обнаружен уже по р. Теберде. В этой зоне серпентиниты известны только по р. Кубани и упомянутым ее притокам. Здесь вмещающими породами являются как кристаллические сланцы, так и среднепалеозойские отложения. В низовьях Худеса в пределах этой зоны отмечен выход серпентинитов и среди пород верхнего палеозоя.

Серпентиниты двух названных зон рассматриваются одновременно, так как конкретных данных для установления между ними каких-либо различий — возрастных, химико-минералогических и т. п. — не имеется.

### К а б а р д и н с к а я А С С Р

Крайние восточные выходы серпентинитов, подчиненные полосе палеозоя Передового высокогорного хребта, установлены по правым притокам р. Баксана — рр. Кестанты и Сакашили-су (1095). По р. Кестанты серпентиниты слагают три небольших линзовидных интрузивных тела среди нижнепалеозойских метаморфических сланцев. Микроскопическое исследование указывает, что первоначальные породы были перидотиты. Незначительный выход серпентинита по рч. Кюген-бау (притоку р. Сакашили) подчинен метаморфизованным отложениям нижнего карбона (на карте С. П. Соловьева эти отложения ошибочно отнесены к нижнему палеозою).

Значительное количество выходов серпентинита установлено на левобережье р. Баксана в районе Тырны-ауза. Здесь по балке Мукулан одна дайка метаморфизованных гипербазитов залегает по сбросу между докембрийскими гранитами и нижнекарбонowymi отложениями, превращенными в роговики под влиянием более поздней — мезо-кайнозойской интрузии. Другая аналогичная дайка также подчинена сбросу, движения по которому происходили и в карбоновое, и в послеюрское время; теперь эта дайка залегает между нижнекарбонowymi отложениями и докембрийскими мигматитами.

На северном склоне хребта Уллу-Тырны-ауз целый ряд даек серпентинизированных гипербазитов залегает то в центральной, то в тырнаузской свитах нижнего карбона; большинство даек тяготеет к линиям разрывов, а некоторые из них совпадают с последними.

Западнее, в той же полосе палеозоя, установлено значительное количество мелких выходов серпентинитов, в верховьях рр. Джуаргена, Кыртыка, Ислам-чата; последняя из них относится уже к бассейну р. Малки. Все выходы подчинены отложениям не моложе нижнего карбона. По Ислам-чату и Кыртыку широкое развитие имеют кварцево-карбонатные породы, обнажающиеся в форме грибов среди нижнепалеозойских метаморфических сланцев; в большинстве случаев упомянутые породы тяготеют к линиям сбросов. По расположению выходов создается представление о том, что здесь мы имеем дело с системой линзовидных тел. В некоторых случаях устанавливается, что кварцево-карбонатные породы представляют результаты метаморфизации гипербазитов под влиянием гидротермальных процессов. Местами среди кварцево-карбонатных пород сохраняются остатки серпентинитов. Метаморфизованные гипербазиты верховьев р. Джуаргена оказались никеленосными.

По левобережью р. Малки, на северном склоне Кызылкольской гряды, имеют заметное развитие как обыкновенные серпентиниты с прожилками хризотил-асбеста, так и кварцево-карбонатные породы. По данным А. П. Герасимова, ультраосновные породы встречаются здесь вдоль линии разлома между карачаевской свитой нижнего карбона и верхнепалеозойскими отложениями. Повидимому, они подчинены нижекарбонным отложениям.

### Западная часть Центрального Кавказа

В Западном Кавказе серпентиниты выходят во многих местах зоны Передового хребта: в большинстве случаев они слагают не крупные или даже совсем мелкие тела, и только в верховьях р. Кяфара образуют значительных размеров массивы. Они изучались здесь целым рядом геологов отчасти в связи с общегеологическими исследованиями (Г. П. Агалин, 5; П. И. Лебедев, 701; В. Н. Робинсон, 983 и др.), частью в связи со специальными заданиями — поиски асбеста и др. (И. В. Попов, 842; А. П. Колодяжный, 612; Ф. А. Алелеков, 7; П. М. Татарников, 1134; Н. Е. Ефремов, 484, 485, 490; Н. Д. Соболев, 641; Г. Е. Пялюченко, 817 и др.).

Имеющиеся литературные данные указывают, что серпентиниты залегают здесь среди кристаллических сланцев верхнего докембрия и в той или иной мере метаморфизованных или совсем нормальных отложений девона, нижнего карбона, верхнего карбона и нижней перми.

По Кубани, в зоне развития протерозойских кристаллических сланцев, серпентиниты залегают среди этих последних, образуя обычно согласные вмещающими их сланцами интрузии, мощность которых колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен (400—500) метров. Весьма характерной, всеми геологами подчеркиваемой особенностью серпентинитов Кубани является то, что они смяты или даже настолько рассланцованы, что в обнажениях бывают трудно отличимы от кристаллических сланцев. Они то черного цвета и плотного однородного сложения, с обильными включениями магнетита и хромита, то светлого зеленого и сине-зеленого цвета с значительной примесью тех же рудных минералов, кроме того, вторичных талька, хлорита, карбонатов и других минералов. В большинстве случаев исходные ультраосновные породы нацело серпентинизированы, но в некоторых случаях, по описаниям И. В. Попова (842), сохраняются отчасти такие первичные минералы, как ромбический пироксен, моноклинный пироксен, амфиболы; это дало И. В. По-

пову возможность заключить, что на Кубани вместе с серпентинитами имеются вебстериты, диаллагиты, горнблендиты и иногда даже габбро-габбро-диориты. По заключению упомянутого автора, подчиненные тем же сланцам диориты и сиениты, якобы пересекаются серпентинитами. По сведениям других геологов (Г. П. Агалин, С. И. Талдыкин и др.) весь комплекс перечисленных пород, а также развитые тут же отложения красноцветной свиты нижней перми пересекаются кварцевыми кератофирами.

Нижнеюрские осадки залегают трансгрессивно на размытой поверхности всего охарактеризованного комплекса, в том числе и на кварцевых кератофирах.

Таковы условия залегания более десяти мелких интрузий серпентинитов, сконцентрированных большей частью в районе рудника Эльборус по обоим берегам рр. Кубани и Худеса; две из этих интрузий — по балке Шаман-беклеген и по правому склону Худеса — могут представлять некоторый промышленный интерес по содержанию асбеста. Наиболее удаленные отсюда выходы располагаются по правому берегу Кубани: один у устья р. Индыша, другой — между балками Индыш-арты-кол и Ташлык-кол (Алык-баш).

Г. П. Агалин отмечает на своей карте (5) маленький выход серпентинитов среди красноцветной свиты на правом склоне р. Худеса, а в тексте пишет (5, стр. 33): «по рр. Худесу и Кубани небольшие выходы змеевиков наблюдаются среди песчаников и конгломератов красноцветной свиты карбона» (теперь эта свита относится к нижней перми).

П. И. Лебедевым (701) описан один выход серпентинитов на правом склоне р. Теберды южнее сел. Нижнетебердинского, среди отложений, которые по существующему развитию там красноцветных пород уже после исследований П. И. Лебедева относились обычно к верхнему карбону, а затем к нижней перми.

Наконец, по р. Куль-тубе, впадающей в р. Кубань слева между устьями рр. Даута и Теберды, также известен один выход серпентинитов, подчиненный верхнепалеозойским отложениям, с которыми он, однако, имеет тектонические контакты (В. Н. Робинсон). Все перечисленные выходы приходятся в зоне протерозойских отложений к северу от зоны Передового высокогорного хребта.

В зоне Передового хребта в бассейне Верхней Кубани серпентиниты также широко распространены. Особенно привлекают внимание выходы в верховьях р. Худеса. Здесь, вблизи северной границы зоны, два небольших выхода серпентинитов известны на площади распространения отложений верхнего карбона.

Вдоль южной границы зоны Передового хребта, по наблюдениям И. Г. Кузнецова, мелкие выходы серпентинитов подчинены узкой полосе нижнепалеозойских метаморфических сланцев над сел. Хураук по правому склону р. Уллу-кам. По данным Г. П. Агалина (5) и по последующим наблюдениям ряда геологов (В. Н. Робинсон, Н. Д. Соболев, Н. Е. Ефремов и др.), в районе перевала Карачай-ауш два выхода серпентинитов на левом склоне р. Кубани и один на правом склоне р. Даута подчинены, повидимому, протерозойским метаморфическим породам, слагающим узкую полосу вдоль южной границы зоны Передового хребта.

Далее к западу серпентиниты слагают ряд массивов, образующих в совокупности самый крупный ареал в пределах левобережья р. Зеленчука (к северу от долины р. Архыза) и верховьев р. Кяфара с его разветвлениями — Малым Кяфаром, Кяфар-Агуром и Чиликом. Характерной

особенностью проявления здесь гипербазитов является теснейший их парагенезис с габбро и габбро-диоритами. Ареал распространения тех и других пород в совокупности занимает площадь свыше 100 км<sup>2</sup>. Серпентиниты (и породы габбро-диоритового ряда) прорывают здесь девонские отложения до верхних их горизонтов включительно. На размытой поверхности одного из самых крупных массивов в верховьях р. Кяфар-Агура залегают отложения продуктивной толщи среднего карбона. В базальных конгломератах последних содержатся гальки и валуны серпентинитов (и габбро-диоритов).

Весь рассматриваемый ареал развития гипербазитов (и габбро-диоритов) разбит сложной системой разрывов на ряд глыб, что обуславливает осложнение взаимоотношений не только между магматическими и вмещающими их породами, но и между различными фациями последних. Вместе с тем весь рассматриваемый геологический комплекс ограничен с запада меридиональным сбросом, по которому он приведен в соприкосновение с поднятым относительно него более древним комплексом, представленным метаморфической толщей нижнего палеозоя и подчиненными ей интрузиями гранитоидов (Чиликская интрузия гранодиоритов).

Надо еще указать, что крупный интрузивный массив в верховьях р. Малого Кяфара характеризуется тем, что центральная (и притом более возвышенная) его часть сложена гипербазитами (серпентинитами), а периферическая (со всех сторон) — габбро-диоритами. В одном из более мелких, вскрытых рекою массивов того же ареала (в верховьях р. Кяфар-Агура) наблюдается такое же соотношение между указанными породами — породы габбро-диоритового ряда как бы окаймляют ядро, сложенное серпентинитами.

Массив серпентинитов в верховьях Урупа (по р. Ацгаре) и небольшой выход по левому его притоку — балке Власенковой (Власничихе), по видимому, являются самыми западными выходами рассматриваемой формации, так как уже рассмотренные широко распространенные серпентиниты в бассейнах рр. Большой Лабы, Малой Лабы и затем в массивах Тхач и Ачешбок относятся, по представлениям И. Г. Кузнецова, к иной формации, как образования иного возраста, подчиненные вместе с тем и другому геологическому комплексу. Выходы серпентинитов в бассейне р. Урупа подчинены девону (по балке Власенковой) и, по видимому, нижнему палеозою по р. Ацгаре. Следует еще указать, что в базальных конгломератах продуктивной толщи среднего карбона в верховьях р. Урупа установлено (Бочкарев, Лузин и др.) обилие галек серпентинитов.

### *Вопросы возраста серпентинитов*

Приведенные краткие сведения о геологических условиях залегания серпентинитов зоны палеозойских отложений от р. Кестанты до верховьев Урупа указывают, что в западной части рассмотренной полосы серпентиниты определенно древнее среднего карбона и вместе с тем моложе девона, даже моложе верхнего девона. Иначе говоря, возраст серпентинитов устанавливается достаточно точно как нижнекарбонный.

Вместе с тем приведенные литературные данные указывают на значительно более молодой, посленижнепермский возраст серпентинитов бассейна р. Кубани. Сделанный Г. П. Агалиным (5) вывод о послекарбонном, вероятнее всего пермском, возрасте серпентинитов бассейна р. Кубани был перенесен названным геологом, а затем и Н. Е. Ефремовым (486), и на остальные серпентиниты Северо-Западного Кавказа в пред-

положении одновременности инъекции ультраосновной магмы. Налегание отложений среднего карбона на размытую поверхность серпентинитов в верховьях Кяфара и наличие галек серпентинита в конгломератах среднего карбона было установлено значительно позже появления в печати работы Г. П. Агалина.

Накопившиеся новые данные о серпентинитах Кавказа, с одной стороны, привели к постановке вопроса о неодновозрастности серпентинитов и вообще гипербазитов Большого Кавказа (Д. П. Сердюченко, 1040, 1041; И. Г. Кузнецов, 676, 679), а с другой, — о необходимости произвести более точные исследования взаимоотношений серпентинитов и верхнепалеозойских отложений в Восточном Карачае (А. П. Герасимов, 323). В кратком очерке истории развития вулканических явлений в Большом Кавказе И. Г. Кузнецовым (679) приведены данные и соображения, указывающие, что в течение геологической истории многократно происходило внедрение ультраосновной (и основной) магмы и формирование соответствующих интрузивов. В схеме И. Г. Кузнецова нашли себе место и верхнепалеозойские серпентиниты.

Предпринятая В. Н. Робинсоном (материалы 1940 г.) ревизия литературных данных, касающихся взаимоотношений серпентинитов и верхнего палеозоя в Восточном Карачае дала интересные результаты.

Оказалось, что в районе сел. Нижнетебердинского по правобережью р. Теберды среди преобладающего развития нижнепермской красноцветной толщи имеет некоторое развитие и карачаевская свита (995), относящаяся к верхнему (намюрскому) ярусу нижнего карбона. Выходы серпентинитов подчинены в указанном районе именно карачаевской свите, а не красноцветной пермской толще (485 и материалы В. Н. Робинсона 1940 г.).

Серпентиниты верховьев Худеса, выходы которых расположены в поле развития верхнекарбонных отложений, имеют, по мнению В. Н. Робинсона, тектонические контакты с вмещающими породами. Кроме того, Н. Е. Ефремов указывает, что по р. Худесу в 5 км от устья и выше в конгломератах верхнего карбона им найдены гальки серпентинитов, коренные выходы которых расположены поблизости и притом также в поле развития верхнего карбона.

Приведенные новые данные, с одной стороны, не подтверждают наличия верхнепалеозойских (или нижнемезозойских) серпентинитов, а с другой — уточняют возраст нижнекарбонных ультраосновных интрузий. В самом деле, снимая вопрос о верхнепалеозойских серпентинитах и исходя из предположения, получающего вместе с тем как будто большую обоснованность, об одновозрастности серпентинитов зоны Передового хребта, можно прийти к выводу, что время образования последних должно быть отнесено к самому концу нижнего карбона. Серпентиниты прорывают карачеевскую свиту, относимую В. Н. Робинсоном к верхнему ярусу нижнего карбона, и покрываются трансгрессивной продуктивной толщей среднего карбона. Учитывая, что до начала накопления продуктивной толщи был континентальный период, когда эрозией были размыты сформировавшиеся перед тем структуры и подчиненные им интрузии, и что этот период был достаточно длительным, так как вслед за ним среднекарбонные отложения перекрыли все более древние до древнейших включительно формации, — можно считать, что формирование интрузий гипербазитов закончилось к началу среднего карбона. Так устанавливается в самое последнее время возраст серпентинитов зоны Передового (высокогорного) хребта В. Н. Робинсоном (1940 г.).

Н. Е. Ефремов, используя приведенные данные и исходя из однотипного вещественного состава серпентинитовых интрузий, приходит к выводу, что «интрузия ультрабазитов Кавказа, давшая ряд основных, наиболее крупных, теперь нацело серпентинизированных массивов (Кяфар-Зеленчукский, Загеданский, Тебердинский, Гидамский, Худеский, так же как Беденский, Малкинский и Тхачский и др.) была приурочена к нижнему карбону» (485, стр. 408). На этом выводе необходимо остановить наше внимание. Названный автор считает, что на основании многочисленных анализов перечисленные массивы представляют типичные интрузии ультрамафической (безглиноземной) магмы, весьма близко отвечающей по своему составу формуле серпентина  $H_4Mg_3Si_2O_9$ . Далее он пишет: «если бы мы попытались сравнить эти анализы с анализами типичных ультрамафических интрузий различных стран мира, можно было бы убедиться в удивительном однообразии рассматриваемых пород» (484, стр. 112). Значит, «однотипный вещественный состав серпентинитовых интрузий» отнюдь не может быть принят как критерий одновозрастности интрузий, в противном случае все серпентинитовые интрузии различных стран мира оказались бы одновозрастными.

Если подойти к рассматриваемому вопросу с геологической точки зрения, то мы увидим, что в приведенном Н. Е. Ефремовым списке «одновозрастных» (нижнекарбонových) интрузий смешаны образования из разных тектонических зон, отличающихся одна от другой в отношении истории геологического развития и образования, представляющие резко отличные петрографические комплексы. Так, Малкинский массив (у сел. Хабаз) находится в тектонической зоне, представляющей в основе жесткую массу из протерозойских и частью нижнепалеозойских отложений, покрытых почти недислоцированной юрой, а главная часть остальных массивов подчинена узкой мобильной зоне, сложенной в основе интенсивно дислоцированным средним и верхним палеозоем. Беденский массив и прорывающие его рассланцованные граниты вместе с вмещающими их докембрийскими кристаллическими сланцами представляют комплекс, который нетрудно отличить от комплекса верховьев Кяфара и в котором серпентиниты находятся в теснейшей ассоциации с породами габбро-диоритового ряда, причем этот комплекс, не обнаруживая рассланцевания, подчинен среднему палеозою. Н. Е. Ефремов включил в приведенный список интрузию горы Тхач и исключил из него интрузии р. Маркопиджа, тогда как и первая и последняя находятся в одной и той же своеобразной тектонической подзоне и по вмещающим их породам (кристаллические сланцы докембрия) и по сопровождающим кислым интрузиям (разнейсованные граниты или кварцевые диориты) представляют единую формацию, вместе с тем резко отличающуюся от формации северной подзоны зоны Передового хребта.

Сделав приведенный выше вывод о нижнекарбонovém возрасте главнейших (и других) массивов серпентинитов, Н. Е. Ефремов далее пишет: «уместно указать, что серпентиниты Кавказа являются вообще разновозрастными образованиями» (485, стр. 408); в качестве примера указываются выходы «на перевале Даут и выше по р. Дауту, по р. Маркопиджу и др.», рассматриваемые как типичные представители докембрийских интрузий.

На поставленный Н. Е. Ефремовым вопрос, есть ли вообще на Кавказе серпентиниты более молодые, чем досреднекарбонové, т. е. в частности — верхнекарбонové или пермские, им указывается, что для положительного ответа «имеется менее данных, чем для отрицательного».

Одновременно отмечается наличие мезозойских («неинтрузивных») серпентинитов (Аибга, Клият-ком и др.).

Приведенные выводы Н. Е. Ефремова показывают, что вопрос о возрасте серпентинитов Северного Кавказа все еще не только остается неразрешенным, но даже продолжает занутовываться. Можно определенно сказать, что одним химико-петрографическим методом этот вопрос не может быть разрешен. В основу его решения, по мнению И. Г. Кузнецова, должен быть положен историко-геологический анализ структур, вмещающих интрузии серпентинитов, при одновременном использовании химико-петрографических особенностей тех комплексов, составными частями которых являются гипербазиты. Геологические условия нахождения серпентинитов в каждом отдельном случае не достаточны для установления возраста последних. Только по совокупности данных и вместе с тем с некоторыми предпосылками можно дать более или менее вероятное решение вопроса — и только вероятное. Так, из многих десятков выходов серпентинитов только в одном случае прорванной оказалась карачаевская свита, хотя последняя и имеет весьма широкое развитие к востоку от Теберды. Может ли быть уверенность в том, что все интрузии досреднекарбонových серпентинитов моложе карачаевской свиты? Имеются указания А. П. Герасимова, что в конгломератах, повидимому, карачаевской свиты северного склона Кызылкольской гряды по левобережью р. Малки встречаются гальки серпентинитов. Равным образом широкое распространение галек серпентинитов в конгломератах среднего карбона не исключает наличия на Северном Кавказе и более молодых — верхнепалеозойских или нижнемезозойских интрузий ультраосновных пород вообще и серпентинитов в частности. Так, трудно объяснить появление двух массивов серпентинитов среди верхнекарбонových отложений в верховьях Худеса тектоническими причинами и считать серпентиниты древнее вмещающих их пород; все же такое объяснение не исключается.

Надо также отметить, что иногда серпентиниты слагают линзообразные тела по сбросам, приводящим в соприкосновение верхнепалеозойские отложения с какими-либо более древними. Представляют ли подобного рода линзы тектонические клинья более древних, чем сброс, образований, или это — типичные для серпентинитов линзообразные интрузии, внедрившиеся по зонам разломов, и, стало быть, более молодые, чем самые молодые из боковых пород? В последнем случае мы имели бы достаточно примеров послеверхнекарбонových интрузий серпентинитов. В ряде случаев (верховья р. Кубани, бассейн верховьев р. Малки) упомянутые линзовидные выходы по сбросам сложены кварцево-карбонатными породами, какие обычно представляют продукт гидротермальных изменений серпентинитов. Но имеются указания, что иногда подобного рода породы представляют и независимые от серпентинитов гидротермальные образования. Из сказанного можно заключить, что новейшие исследования поставили под сомнение вопрос о существовании верхнепалеозойских (и нижнемезозойских) серпентинитов на Северном Кавказе, но не привели к отрицательному выводу. Целый ряд наблюдений легче всего может быть истолкован в предположении, что на Северном Кавказе, кроме досреднекарбонových, имеются и послекарбонové или даже последнижнепермские серпентиниты.

#### *Зональность распространения гипербазитов Северного Кавказа*

В распространении гипербазитов (и базитов) на Северном Кавказе намечается зональность. Первая попытка установления этого рода за-

кономерности принадлежит Н. Е. Ефремову (490). Им намечены четыре зоны. Однако при выделении зон названный автор исходил из химического состава пород и еще больше из чисто геометрических построений, не принимая во внимание геологической структуры. Хотя на приложенной к статье карте мелкого масштаба прямые и строго параллельные линии направления юго-восток  $110^\circ$  должны выражать зональность в действительности перечисленные выходы относятся к разным тектоническим зонам. При таком распределении в одну и ту же зону попадают выходы серпентинитов разных возрастов.

Автор очевидно исходил только из чисто геометрических построений — прямые и строго параллельные линии проведены им без учета геологической структуры и возраста интрузивов. Да и химизм интрузивов при этом, строго говоря, игнорировался.

Так, в статье 1939 г. (490) выходы серпентинитов Карачай-ауша, верховьев Кяфара и Кабарды включены в одну — «III зону», а в статье 1940 г. (484) серпентиниты Карачай-ауша характеризуются как производные ультрамафической (безглиноземной) магмы, тогда как остальные из только что названных (хотя и заведомо разновозрастных) рассматриваются как дифференциаты мафической (габбровой) магмы (484, стр. 112).

Исходя из сопоставления тектонической структуры, как результата исторически развивавшихся движений земной коры на данном участке, и проявлений глубинного вулканизма, теснейшим образом связанных с теми же движениями, автору настоящего очерка представляется возможным наметить следующую зональность в распределении интрузий гипербазитов в Главном Кавказском хребте.

I. Южная зона, соответствующая тектонической зоне южного склона. Гипербазиты мезокайнозойского возраста; их выходы: Бзыбь, Аибга, Мамисонский перевал, Клиат-дон, Дзамараш-ком (верховья Фиат-дона), гора Чаохи по р. Гудошаурской Арагве (641, стр. 46).

II. Зона Главного хребта. Ее южная граница резко выражена тектонической линией между Главным Кавказским антиклинорием и зоной южного склона; северная граница — зона разлома между нижним докембрием с гранитами Главного хребта и средним палеозоем. Гипербазиты протерозойские; они древнее гранитов Главного хребта. Их выходы: Стыр-Дигор, Хызы-су, Туяла, Сукал, массив Гюльчи, массив Коштан-тау рр. Тютюн-су, Уллу-ауз), массив Дых-тау (Мижирги-чиран), верховья Кубани (южнее сел. Хурзука), верховья Даута (южнее Карачай-ауша), верховья Теберды (южнее устья Муху, Хатипара, Уллу-Муруджу), верховья р. Большой Лабы (южнее продольной депрессии из нижнеюрских отложений). В химико-минералогическом отношении — это производные мафической магмы.

III. Промежуточная зона В. Н. Робинсона, хорошо выраженная в Северо-Западном Кавказе. Южная ее граница — продольная депрессия из лейасовых отложений, северная еще недостаточно ясна; она располагается к северу от триасовой антиклинали В. Н. Робинсона. Гипербазиты вероятнее всего каледонские, скорее древнее, чем моложе. Это выходы горы Тхач, рр. Ачешбока, Уруштена, Трю, Армоква, Маркопиджа, истоки Бескеса, Блыби; все выходы среди докембрия. Повидимому, сюда же относится выход между рр. Бескесом и Большой Лабой в кембрии, а также выходы серпентинитов узкой полосы вдоль южной границы, следующей к северу зоны Передового (высокогорного) хребта — Карачай-ауш, Хурзук, район перевала Кыртык, возможно Кестанты.



IV. Зона Передового хребта прослеживается от Малой Лабы до Чегема. Многочисленные выходы нижекарбонных серпентинитов, не исключена возможность и верхнепалеозойских — нижнемезозойских серпентинитов. Выходы: верховья Урупа, Кяфара, Большого Зеленчука (к северу от устья Архыза), Теберда (Гидам), верховья Хулеса (среди верхнего карбона), Къзылкольская гряда, Ислам-чат, Джуарген, Тырны-ауз, Кюген-бау.

IVa. Подзона протерозоя. Повидимому к IV зоне надо отнести и прилегающие с севера выходы по Теберде (сел. Нижнетебердинское), по Куль-тубе и по Кубани от Алык-баш до низовьев Хасаута включительно.

V. Северная зона. Массивы Беденский, Малкинский, Хасаутский. Серпентиниты вероятнее всего каледонские. По составу — это измененные перидотиты, производные ультрамафической магмы.

Зоны IV и IVa включают породы, производные мафической магмы, типичными представителями которых являются нижекарбонные серпентиниты (и габбро-диориты) верховьев Кяфара и ультрамафической магмы (сел. Нижнетебердинское, Куль-тубе, Хасука, Алык-баш, Чучхур и др., по Н. Е. Ефремову).

#### *Нижекарбонные (турнейские?) габбро-диабазы*

К западу от Эльбруса, в пределах развития палеозойских отложений на участке от верховьев р. Кяфара и до р. Теберды включительно, наблюдаются, по данным В. Н. Робинсона (1940 г.), пластовые интрузии габбро-диабазов и порфиритов; они подчинены преимущественно отложениям верхнего девона и нижнего отдела карбона. Дайки таких же пород, представляющие, видимо, заполнение подводных каналов, пересекают и более древние отложения среднего палеозоя. По форме залегания и структурам породы эти представляют типичные гипабиссальные образования. По представлениям В. Н. Робинсона, с ними связаны и эффузии мидалекаменных порфиритов, подчиненных свите сланцев, повидимому, верхов турнейского яруса. Можно полагать, что так же, как и в среднем левом Северного Кавказа, формирование гипабиссальных интрузий (интрузивных залежей и даек) средней и основной магмы происходило в общем одновременно с накоплением осадочной и осадочно-вулканогенной свит турнейского яруса. Кроме габбро-диабазов и порфиритов, в комплексе этих мелких интрузий имеют некоторое развитие и альбитофиры.

#### *Среднепалеозойские габбро-диоритовые интрузии*

В зоне Передового хребта весьма широко распространены мелкие интрузии габбро, габбро-диоритов и отчасти диоритов, нередко находящиеся в ассоциации с серпентинитами. Подобного рода интрузии встречаются и в зоне Главного хребта. В первой из названных зон в ряде случаев с большой точностью удается установить возраст основных интрузий: они прорывают средний палеозой, а нижние горизонты верхнего палеозоя залегают трансгрессивно на их размытой поверхности. В зоне Главного хребта того же состава интрузии внедрены в наиболее молодые из докембрийского комплекса граниты, будучи в то же время древнее нижней юры. Наибольшего развития породы габбро-диоритового ряда имеют на участке от р. Большой Лабы до правобережья Кубани. Здесь они сконцентрированы в зоне Передового хребта, имеются в следующей к северу зоне и, как упомянуто, — в зоне Главного хребта. К востоку от

Кубани они встречаются спорадически в виде мелких тел, но все же отмечаются также во всех трех упомянутых зонах.

Наиболее крупные выходы этих пород располагаются на площади, охватывающей разветвленные верховья р. Кяфара и левобережье р. Большого Зеленчука к северу от долины р. Архыза. Здесь они то образуют самостоятельные массивы, то находятся в тесной ассоциации с серпентинитами, слагая, как уже указывалось выше, периферические части сложных интрузий с серпентинитами в центральной части. Такое соотношение особенно отчетливо наблюдается в крупнейшей из здешних Кизылчукской интрузии, сложенной акмолитом (по Н.Е. Ефремову); породы габбро-диоритового ряда как бы повторяют структуру апоперидотитового ядра, уступая все же ему в объемном отношении: чаще наблюдаются обратные количественные соотношения.

Внедрение габбровых пород в ультрабазитовые массивы представляет обычное явление: это можно наблюдать (484) в нижней части балки Кумбидж, у северного края озера Кяфар, в истоках рч. Кизылчука, а также и в других районах совместного проявления серпентинитов, габбро и их более кислых производных, например, в верховьях р. Ацгары. Вмещающими породами на упомянутой площади являющиеся девонские отложения. Так же как и на серпентинитах, на размытой поверхности габбро-диоритов залегают среднекарбонные отложения.

Крупный, около 4 км<sup>2</sup>, массив диоритов описан А. А. Медведюком (744) на правом берегу р. Теберды, южнее сел. Верхнетебердинского. Здесь интрузия подчинена отложениям нижнего карбона (турнейского яруса). С севера массив диоритов обрезан крупным сбросом. По составу породы массива относятся к роговообманковым диоритам. Они сильно катаклазированы и обнаруживают вторичную минерализацию.

В той же зоне Передового хребта, по обоим склонам Теберды вплоть до гребневых частей, среди отложений среднего палеозоя встречаются дайки, иногда мощные, аналогичных диоритов. На левом склоне Теберды в средней части течения р. Гидам наблюдается ряд крупных даек и отдельных выходов, принадлежащих, повидимому, одному штоку кварцевых диоритов, содержащих, кроме плагиоклаза и роговой обманки, также пироксен и ильменит; породы варьируют по составу и обнаруживают резко выраженные автометаморфические явления.

Мелкие выходы пород габбро-диоритового ряда известны по р. Кубани и ее притокам среди протерозойских сланцев в районе к югу от устья Индыша и среди отложений среднего палеозоя южнее рудника Эльборус.

По р. Малке А. П. Герасимовым описаны габбро в районе рч. Таллыкюм среди метаморфических сланцев протерозоя и на северном склоне Кызылкольской гряды в зоне разлома между карачаевской свитой нижнего карбона и верхним (?) палеозоем.

Повидимому, к рассматриваемой формации относятся и те измененные воздействием мезо-кайнозойских кислых интрузивов породы диоритового семейства, которые залегают в районе хр. Тырны-ауза среди визейских отложений и относятся в настоящее время исследователями Тырны-ауза к трондьемитам.

Из основных и средних интрузий, развитых в зоне Главного хребта, надо отметить выходы габбровых пород в истоках рр. Малого и Большого Зеленчуков, описанные И. И. Бессоновым (113, 114, 115). Наиболее крупные выходы расположены в истоках рр. Аксаута и Кизгыча в южной подзоне зоны Главного хребта, среди докембрийских гнейсов и отчасти мраморов. Целый ряд даек схизолитовых пород встречен здесь в тех же усло-

виях. Кроме того, в двух случаях (в верховьях рч. Малой Марки и в устье Кизгыча) габбро встречены и к северу от Софийского грабена, т. е., уже в северной подзоне Главного хребта, сложенной докембрийскими гранитами.

Аксаутская интрузия имеет около 4 км в поперечнике. В контакте ее с докембрийскими кристаллическими сланцами образуются биотито-актинолитовые сланцы с магнетитом, а в контакте с мраморами — гранито-пироксеново-эпидотовые скарны с метасоматическими скоплениями магнетита; эндоконтактные изменения сказываются в возникновении в габбро эпидото-гиперстеновых образований, а именно: в Аксаутском массиве габбро-пироксеновые (оливиновые и безоливиновые) и амфиболовые, а в большинстве остальных выходов — амфиболовые. В общем породы довольно однообразны, что объясняется слабой preparировкой массивов эрозией; все же и на данном срезе частично появляются перидотиты. Схизолиты представлены габбро-порфиритами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами, спессартитами, образующими дайки от 1 до 25 м. Наблюдается некоторый катаклиз пород (габбро) и вторичное их окварцевание.

В горной части Кабарды и Северной Осетии, в зоне Главного хребта среди докембрийских кристаллических сланцев и гранитов Главного хребта не известны габбро, которые можно было бы сопоставить с рассматриваемой формацией, но роговообманковые диориты и кварцевые роговообманковые диориты, (которые с некоторой долей вероятности могут быть сопоставляемы с аналогичными породами Тебердинской интрузии), имеют здесь развитие. Можно назвать выход роговообманковых диоритов на левом склоне истоков р. Сукана (И. Г. Кузнецов, 1938 г.) среди древних гранитов, затем по правому склону р. Ирафа (Уруха) у устья р. Караугом и в ее верховьях (И. Г. Кузнецов, 1938 г.), биотито-роговообманковые кварцевые диориты, образующие дайки и штоки среди древних гранитоидов р. Сангути-дон (553) и р. Сарди-дон (И. Г. Кузнецов, 1938 г.) и, наконец, крупный массив (5—7 км) кварцевых биотито-роговообманковых диоритов в верховья р. Цей-дон, притока Ардона (174).

В перечисленных выходах диориты и кварцевые диориты имеют интрузивные контакты с гранитами Главного хребта; в ряде случаев можно наблюдать, как они сами прорываются дайками неинтрузивных (мезо-кайнозойских) пород. Данных для более точного установления возраста не имеется, так как в районе их развития с докембрийского кристаллического комплекса эрозией удалены все осадочные палеозойские и мезозойские породы.

### *Сиенито-диориты и сиениты*

В зоне палеозойских отложений (в Передовом хребте), отчасти также севернее и южнее развит еще один комплекс интрузивных пород, средний состав которых отвечает, повидимому, сиенито-диориту; крайними членами являются габбро-сиениты и граносиениты.

В бассейнах рр. Большой и Малой Лабы сиенитовые породы залегают среди докембрийских кристаллических сланцев Промежуточной зоны (хребты Ахцархва, Мастакан, Ятыргварта), где развит и комплекс Ятыргварты (см. ниже), породы которого моложе сиенитов и прорывают их (514а). Восточнее небольшие выходы этих пород имеются в верховьях рр. Кяфар-Агура и Урупа, где они приурочены к ареалу габбро-диоритов и серпентинитов.

Значительный и вместе с тем обособленный массив сиенито-диоритов обнажается по р. Маруху у горы Карабек (Карабекская интрузия) среди нижнекарбонных сланцев и подчиненных им порфиритов, альбитофиров, диабазов. В зоне контакта образовалось рудное месторождение — линзы магнетита с халькопиритом. На размытой поверхности этой интрузии залегают отложения среднего карбона с базальным конгломератом; конгломераты содержат глыбы тех же сиенито-диоритов (983).

По р. Теберде установлен целый ряд мелких интрузий (штоков, даек). По составу от сиенитов до кварцевых сиенито-диоритов и гранитов (744): наиболее крупный выход установлен по рч. Ак-тюбе — правому притоку р. Джемагата; мелкие выходы известны в верховьях рч. Эпчик, на горе Лысой, по левому склону долины Теберды, по обоим склонам той же долины у южного края сел. Верхнетебердинского, затем несколько выше устья р. Гидам и т. д. Сиениты и близкие им породы в бассейне Теберды прорывают отложения среднего палеозоя до этренских известняков нижнего карбона включительно. В некоторых случаях контакты между ними и вмещающими породами тектонические. Сами сиениты нередко катаклазированы.

Значительный массив сиенитов (5, 701) обнаружен при впадении р. Даута в р. Кубань. Он приходится уже в зоне к северу от Передового хребта и подчинен метаморфическим сланцам протерозоя.

Если здесь правильно объединены перечисленные выходы, то по возрасту они должны быть отнесены к нижнему карбону, так как для некоторых из них, например для карабекской интрузии, такой возраст точно устанавливается по вмещающим и покрывающим породам. В ряде случаев, по данным В. Н. Робинсона, Н. Е. Ефремова и др., сиенито-диориты, находящиеся в ассоциации с серпентинитами, оказываются моложе последних; такое соотношение с серпентинитами позволяет отнести время образования сиенито-диоритов к узкому промежутку от конца нижнего до начала среднего карбона. Соотношения между сиенито-диоритами и габбро-диоритами не наблюдалось. По представлениям Н. Е. Ефремова (485), обе эти группы пород генетически связаны между собою, а стало быть, и с гипербазитами.

В северо-западной части зоны Передового хребта сиенито-диориты, по данным В. А. Затоковенко, прорываются петрографически резко от них отличающимися породами интрузивного комплекса горы Ятыргварты.

Более старые литературные данные, указывающие, что по Кубани габбро, диориты и сиениты прорываются серпентинитами, по мнению Н. Е. Ефремова, ошибочны. Если же учитывать эти данные, то мы будем иметь в них лишнее указание на наличие и более молодых, верхнепалеозойских серпентинитов.

### *Верхнепалеозойские кварцевые порфиры*

По данным В. Н. Робинсона (1940 г.), по р. Кубани южнее рудника Эльборус карачаевская свита (нижний карбон), а поблизости и породы среднего карбона, прорываются дайками кварцевых порфиритов. В верховьях р. Худеса — по рч. Чучхур — в толще глинистых сланцев карачаевской свиты наблюдаются довольно крупные интрузивные тела кварцевых порфиритов.

В конгломератах верхнего отдела красноцветной толщи нижней перми, залегающей тут же (по р. Кубани) несогласно на карачаевской свите, в большом количестве содержатся гальки кварцевых порфиритов, совер-

шенно тождественных кварцевым порфирам из даек в карачаевской свите. Возрастные пределы этих кварцевых порфиров — от конца среднего карбона до начала перми. В. Н. Робинсон полагает, что рассматриваемые здесь дайки представляют проявления среднекарбового вулканизма. В среднем карбоне установлены играющие там существенную роль прослой кварц-порфировых туфов и местами излияния кварцевых порфиров. Эти эффузивы и вулканогенные образования можно рассматривать как налившуюся фацию упомянутых малых (гипабиссальных) интрузий кварцевых порфиров. Выше в стратиграфическом разрезе верхнего палеозоя нет эффузивов и вулканогенных образований, похожих по составу на рассмотренные кварцевые порфиры.

### *Верхнепалеозойский интрузивный комплекс горы Ятыргварты*

В Северо-Западном Кавказе в южной подзоне зоны Передового хребта по левобережью р. Малой Лабы развиты довольно разнообразные по своему составу интрузивные породы, относящиеся к одному интрузивному циклу и объединяемые под названием комплекса горы Ятыргварты (193, 474, 514а, 982). Кроме горы Ятыргварты, где они наиболее полно представлены, рассматриваемые породы имеют некоторое развитие в хребтах Ахцархва и Магишо.

Южная подзона Передового хребта сложена на данном участке докембрийскими кристаллическими сланцами, которые и являются вмещающими породами для рассматриваемого комплекса. Такую же роль играют в одном случае и нижнекарбовые сиенито-диориты. Нижнетриасовые отложения с конгломератом в основании трансгрессивно перекрывают вскрытые перед тем эрозией породы комплекса горы Ятыргварты: галька последних содержится в конгломератах нижнего триаса.

Петрографические исследования пород рассматриваемого комплекса приводят к заключению о резком их отличии от пород габбро-перидотитовой формации конца нижнего карбона, с которой, как указывалось выше, связаны генетически и только что упомянутые сиенито-диориты, прорываемые породами комплекса Ятыргварты. Последние, кроме того, обнаруживают ряд признаков, сближающих их с мезо-кайнозойскими (неинтрузивными) породами, к которым они одно время и относились (193). Все сказанное позволяет с большой уверенностью отнести комплекс горы Ятыргварты к верхнему палеозою и связывать его формирование с поздневарисскими тектоническими движениями. Для более точного определения возраста этих пород пока не имеется данных.

В состав комплекса входят амфиболовые эвкриты, лейкократовые габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, лейкократовые гранодиориты (граниты), представляющие собою продукты дифференциации магмы в процессе длительного формирования комплекса в целом.

Породы имеют гипабиссальный характер, что выражается в порфировидной структуре, в развитии зонального плагиоклаза, в широком распространении, даже в основных разностях, анортклаза; породы имеют свежий вид: явления катаклаза или совсем не выражены, или приурочены лишь к определенным тектоническим зонам.

Аналоги комплекса горы Ятыргварты в других местах Северного Кавказа пока не известны. По времени образования к нему, повидимому, ближе всего стоят кварцевые кератофиры района рудника Эльборус на Кубани.

### Кварцевые кератофиры района рудника Эльборус

В районе рудника Эльборус по обоим склонам Кубани и по ее притокам рр. Худесу и Дауту прослеживается значительное количество даек кварцевых кератофиров, слагающих мощный пояс, падающий в целом к северу и простирающийся более или менее согласно с вмещающими их протерозойскими метаморфическими сланцами. Некоторые ответвляющиеся от пояса дайки имеют меридиональное простирание и секут протерозойские сланцы вкрест простиранья. Подчиненные последним выходы серпентинитов также пересекаются кератофирами. На размытой поверхности всего комплекса, в том числе и на головах кератофировых даек, лежит трансгрессивная нижнеюрская песчаниково-сланцевая толща, содержащая в базальных конгломератах гальки кератофиров (5, 668). Последние, по данным Г. П. Агалина (5), прорывают несколько южнее рудника и красноцветную толщу нижней перми. На основании приведенных данных кварцевые кератофиры относились к доюрскому (684), а затем более точно к предтоарскому (679) времени. Имеются новые наблюдения А. А. Медведюка (устное сообщение), указывающие, что кератофиры, в месте наблюдения их контакта с красноцветной толщей, не прорывают последнюю, а находятся с ними в тектоническом контакте, и что галька кератофиров встречается в нижнепермских конгломератах. Эти, хотя и требующие проверки, данные отодвигают время формирования пояса кератофировых даек к концу палеозоя. По новейшим (1940 г.) наблюдениям И. Г. Кузнецова, кварцевые кератофиры эльборусского типа прорывают на левом берегу Кубани против балки Хасука кварцевые конгломераты продуктивной толщи среднего и верхнего карбона. В настоящее время имеются основания предполагать, что лежащие на кератофирах трансгрессивные осадки нижней юры относятся не к тоарскому ярусу, а к верхним горизонтам нижнего или к среднему лейасу. В общем пока возраст кварцевых кератофиров района рудника Эльборус может определяться лишь в пределах от перми до начала юрского периода. С кварцевыми кератофирами генетически связаны полиметаллические месторождения Худеса, Кубани и Даута.

### НИЖНЕЮРСКИЕ ИНТРУЗИИ И ЭФФУЗИИ

Вулканические образования заведомо нижнеюрского возраста развиты в Большом Кавказе от района Туапсе на западе до Северной Кахетии на востоке, составляя пять вулканических областей, объединяемых Л. А. Варданяцем (199) под названием нижнеюрской цепи вулканов Большого Кавказа.

Крайняя на западе, Сочи-Туапсинская область, охватывает участок Главного хребта в районе Сочи и Туапсе на протяжении до 70 км. Впервые такие проявления вулканизма были установлены здесь К. И. Богдановичем (137), определившим их как интрузии дацита. Впоследствии О. С. Вяловым (262, 264) и В. В. Белоусовым (87, 88, 89) было выяснено, что эти образования представляют преимущественно эффузии и туфы кварцевых порфиров, приуроченные к горизонту нижнеюрских отложений, соответствующих по возрасту, повидимому, тоару. Петрографическое исследование материалов О. С. Вялова, проведенное Л. А. Варданяцем и Г. П. Агалиным, показало, что здесь преобладают породы липаритового и дацитового состава, причем первые из них содержат типичный анортноклаз (262, 264). Кроме того, здесь установлены также андезиты и

базальты, но в небольшом количестве (Г. М. Ефремов, 475, 478, 479; Л. А. Варданянц, 179). Дополнительные материалы имеются также в работах В. Н. Робинсона (994, 997) и Л. В. Хмелевской (1195).

Вторая вулканическая область охватывает нижнее течение р. Теберды, прилегающую часть р. Кубани и верховья рр. Подкумка, Эшкакона (Учкекена) и Хасаута. Одно из первых описаний таких пород в этой области принадлежит Н. Н. Барбот-де-Марни (69), определившему их преимущественно как андезиты. Позже П. И. Лебедев (701) описал эти породы как кератофиры и диабазы. По материалам Г. П. Агалина (1926—1930 гг.), вулканические породы этой области представляют в неизменном виде нормальные дациты, андезиты и их туфы. Наконец, в 1940 г. Л. А. Варданянц установил, что по составу пород мы имеем здесь весь ряд от дацитов и липарито-дацитов до базальтов, причем наиболее распространены дациты и андезиты. По характеру образования и залегания это частью нэки, дайки, лакколиты, пластовые залежи и т. п., частью же поверхностные покровы и отложения туфов. Все они приурочены к угленосной свите нижней юры, возраст которой скорее всего плинсбахский или домерский (Г. Е. Пилюченко, В. В. Мокринский). Во всяком случае, ааленский горизонт уже не содержит таких образований и перекрывает угленосную свиту и налегающий на нее мощный горизонт туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов несогласно, с ясным перерывом (Г. П. Агалин, 5; Г. Е. Пилюченко). Мощность таких интрузий и эффузий измеряется обычно десятками метров, изредка же и сотнями. По простиранию они прослеживаются на сотни метров. Наибольшей мощностью и протяженностью отличается верхний туфогенный горизонт, лежащий несогласно на угленосной свите и погребаящий древний, довольно сильно расчлененный рельеф. Петрографической особенностью самих пород является очень сильная их изменчивость, выражающаяся в альбитизации, каолинизации, хлоритизации и эпидотизации, но весьма часто они отличаются исключительной свежестью, свойственной новейшим лавам Эльбруса и Казбека. В связи с этим такие нижнеюрские породы кое-где были описаны первоначально как четвертичные (Г. П. Агалин, 5).

Третья область — Кабардинская, самая меньшая по размерам, приурочена к долине р. Черка Безингиевского, и одно из первых ее описаний было дано Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (708). Более поздние и более детальные исследования Д. С. Белянкина (108) показали, что мы имеем здесь породы липарито-дацитового и базальтового состава (кератофиры, диабазы и мелафиры, по определению Д. С. Белянкина). По новейшим данным И. Г. Кузнецова (680), вулканические образования приурочены здесь к нижнеюрской песчано-сланцевой толще, которая залегает несогласно на докембрии и перекрывается, в свою очередь несогласно, верхней песчано-сланцевой толщей с фауной верхнеюрского и ааленского ярусов. Некоторые шифры из коллекции И. Г. Кузнецова, просмотренные Л. А. Варданянцем, оказались очень близкими к липарито-дацитам.

Четвертая — Североосетинская — вулканическая область обнимает в Большом Кавказе обширный район от перевала Штулу на западе до истоков р. Ассы на востоке, протяжением свыше 100 км. Вулканические породы представлены здесь двумя группами: во-первых, породами обычно называемыми кератофирами, и, во-вторых, диабазами. Первое более или менее детальное описание кератофировой группы принадлежит С. С. Гембицкому (287, 287а) и В. М. Дервиз (426), которые считали их эффузивной фацией садонского гранита. Более детальные исследования Л. А. Варданянца (175, 178, 183, 186, 216) показали, что возраст этих пород безу-

словно нижнеюрский и что в главной их массе они представляют туфогенные образования дацитового и андезитового состава, слагающие один непрерывный горизонт. Аналогичные выводы были сделаны также В. С. Домаревым (439), Е. А. Кузнецовым (666), Н. К. Скаковским (1065), И. Д. Стороженко (1109), М. И. Ицксонем (550, 551) и др.

В настоящее время общепризнано, что кератофировый горизонт залегает в самом низу юрских отложений этого района и налегает несогласно на палеозойские образования, отделяясь от них маломощным горизонтом конгломератов и графита. В западной его части, в Дигории, кератофировый горизонт отвечает, повидимому, синемюрскому и лотарингскому ярусам нижнего лейаса (М. И. Ицксон, 550, 551), а в Осетии его возраст определяется примерно как ниже- или среднелейасовый (С. С. Кузнецов, 687). Неясным остается лишь возрастное отношение этого горизонта к юрским аспидным сланцам, слагающим более южную зону всей этой области. Мощность кератофирового горизонта непостоянна и достигает порой 200—250 м, местами же он выклинивается. В восточной части, по рр. Генал-дону и Тереку, мощность его всего около 1 м. В составе горизонта заметную роль играют конгломераты с обломками таких же кератофиров, причем на верхней поверхности горизонта они присутствуют повсеместно. Петрографической особенностью кератофирового горизонта является очень сильная измененность пород в виде альбитизации и хлоритизации, почти полностью маскирующая первоначальный их характер.

Вторая, диабазовая, группа представляет серию от типичных габбро-диабазов, через диабазы, авгитовые порфириты и витрофириты к вариолитам, а по структуре и текстуре от полнокристаллических пород к шаровым лавам. Кроме того, здесь имеются и туфогенные образования. Залегают все эти породы частью в виде даек и небольших массивов, преимущественно же в виде залежей и покровов, мощностью порой во много десятков метров, очень часто с прекрасной столбчатой отдельностью. Шаровые лавы, вариолиты и туфы указывают на общую сингенетичность всего этого комплекса пород с вмещающей их свитой аспидных сланцев, возраст которых определяется как среднелейасовый, во всяком случае — не моложе тоара и аалена.

Общая геолого-петрографическая характеристика пород этой группы была дана впервые еще Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (707), описавшим ее как чаохи-рошкинскую формацию, полное повторение которой было установлено затем на Девдоракском и Геналдонском ледниках Казбекского массива и в бассейне р. Фиаг-дона (Л. А. Варданянц, 178, 189). Таким образом, в Североосетинской вулканической области имеется не менее трех очагов извержений основной лавы. Породы этой группы изучались также и Д. С. Белянкиным (96, 97, 99, 107), но у него они не получили четкой характеристики и частью были объединены с альбитизированными породами другого генезиса.

Наконец, пятая — Кахетинская — область характеризуется в более древних ее частях альбитизированными кварцпорфировыми туфами, а в более молодых — основными интрузиями (и эффузиями?) и их туфами. По петрографическому составу основные породы близки к чаохи-рошкинской формации, но в Кахетии отсутствуют вариолиты и шаровые лавы, а витрофириты появляются только в краевых частях даек. Кроме того, авгитовые порфириты, столь типичные для чаохи-рошкинской формации, встречены в Кахетии лишь в единичных дайках (Л. А. Варданянц, 180, 222). Возраст пород и здесь ниже- и среднелейасовый, так как вме-



щающие породы не моложе среднего лейаса (И. Д. Филимонов, 1187; В. Д. Голубятников и др. 362).

Таким образом, во всех пяти областях возраст извержений примерно один и тот же, близкий к среднелейасовому. Везде они тесно связаны с движениями тоарской фазы, т. е. с заключительными моментами нижнекиммерийского тектогенеза. Одинаков примерно и состав лав — дацитовый (с отклонением к липаритам и андезитам) в кислой фазе и андезито-базальтовый и базальтовый в основной фазе. При этом везде, кроме слабо изученной Сочи-Туапсинской области, установлено, что кислая фаза предшествовала основной. Наконец, повсюду такого рода проявления вулканизма имели место в самом начале нижнеюрской трансгрессии, после большого перерыва, связанного с очень интенсивными движениями нижнекиммерийской (рэт-лейасовой) эпохи тектогенеза. В общем, нижнеюрская цепь во многом имеет сходство с плиоценовой и постплиоценовой цепью вулканов Большого Кавказа.

Кроме этих пяти областей, одиночные проявления такого же состава вулканических образований известны (преимущественно в виде даек) и в других местах (в хребте Дженту между рр. Б. Лабой и Бескесом, в верховьях р. Уруп, в районе озера Кардывач, около перевалов Санчаро и Марух, на горе Пшекиш, по рр. Чугуш и Буций и др.), где их возраст не может быть определен с нужной точностью (В. Н. Робинсон, 982; Л. А. Варданянц, 179, 193; К. С. Гоциридзе, 372; Г. М. Ефремов, 478; И. И. Бессонов, 113). Вполне вероятно, что все это отголоски того же самого нижнеюрского вулканизма.

Наряду с общим сходством нижнеюрской и плиоценовой вулканических цепей Большого Кавказа, между ними имеется одно существенное различие. Дело в том, что по общепринятым гипотезам возникновению плиоценовой вулканической цепи предшествовало в большинстве ее очагов формирование гранодиоритовых или гранитоидных неинтрузий, которые рассматриваются обычно как алофизы (выступы) одного или нескольких крупных батолитов, залегающих сравнительно неглубоко. По возрасту они могут быть верхнемиоценовыми или нижнеплиоценовыми. Для нижнеюрской цепи вулканов мы еще не знаем аналогичных гранитов или гранодиоритов (собственно говоря, их до сих пор никто и не искал!), и если они в действительности существуют и уже вскрыты эрозией, то их нужно и можно найти повидимому только в области более древних образований, перекрытых осадками нижнеюрской трансгрессии. Иначе говоря, такие интрузии нужно искать лишь среди тех гранитов, гранодиоритов и вообще гранитоидных пород, которые считаются сейчас домезозойскими. В свете этих рассуждений имеет большое значение то, что некоторые разности гранитов Главного хребта и кварцевые диориты (гранодиориты) цейского типа отличаются исключительной свежестью и малой нарушенностью, трудно совместимыми с предположением о их докембрийском или даже нижнепалеозойском возрасте. Вопрос этот очень актуален, так как при положительном его решении нужно будет включить в металлогеническую схему Большого Кавказа еще одну, притом достаточно мощную эпоху рудоотложения.

Помимо всех этих образований нижнеюрской цепи вулканов, принадлежность которых к нижней юре никогда не возбуждала больших сомнений, к тому же возрасту долгое время относили также многочисленные дайки и реже небольшие массивы разного рода диабазовых, диорито-диабазовых, габбро-диабазовых, диоритовых и других основных пород, широко развитых вдоль всего хребта и особенно в его восточной половине.

где они составляют даже два пояса — Казбекский и Кахетинский (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 707; Д. С. Белянкин, 96, 97, 99, 107; Л. А. Варданянц, 196, 198, 211, 212 и др.). Более или менее детально они изучены пока только в Осетии и в Дарьяле, где установлена полная независимость их залегания (почти исключительно в виде вертикальных даек) по отношению к грандиозному вееру глубинных складок Большого Кавказа, сформировавшемуся в основном, повидимому, лишь в келловее или даже еще позже (Л. А. Варданянц, 190; В. П. Ренгартен, 960). Наряду с этим, микроскопическое изучение таких пород показало, что они существенно отличаются в чисто петрографическом отношении даже и от наиболее близких к ним пород чаохи-рошкинской формации (Л. А. Варданянц, 189, 190). Поэтому является несомненным, что общая масса таких «диабазовых» пород не имеет прямой генетической связи с нижнеюрским вулканизмом и представляет отголосок каких-то иных процессов. В качестве таковых можно принять в восточной части Большого Кавказа третичные неонинтрузии теплинского типа, а в западной — интрузии кардывачского типа, которые, по аналогии с неонинтрузиями Закавказья, должны сопровождаться в заключительной фазе малыми интрузиями такого именно ряда (Л. А. Варданянц, 198; В. Г. Грушевой, 399, 400, 401; А. Л. Додин, 431; И. Н. Ситковский, 1059; К. Н. Паффенгольд, 807; В. Н. Котляр, 637).

### МОЛОДЫЕ ИНТРУЗИИ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

В восточной части Большого Кавказа к востоку от р. Чегем известны два комплекса молодых интрузий. Первый из них, включающий интрузии теплинского типа (по горе Тепли, где впервые была установлена их общая геолого-петрографическая характеристика), развит в Центральном Кавказе на значительной площади от р. Черема Безингиевского на западе до Архотского перевала на востоке. Второй комплекс известен на Северном Кавказе только в Южном Дагестане, в бассейне рр. Самура и Ахты-чай, и занимает здесь лишь небольшую площадь. Генетическое взаимоотношение этих комплексов интрузий остается невыясненным.

Проявления интрузий теплинского типа были обнаружены впервые в конце прошлого столетия Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (707) около Архотского перевала. Это — дацитовый лажколит Калько, несколько позже изучавшийся также и Д. С. Белянкиным (93, 97, 99). В начале текущего столетия признаки молодых интрузий были найдены Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (705) в северных отрогах Казбекского массива, причем интрузивная порода была определена им как биотитовый сиенит. После Ф. Ю. Левинсон-Лессинга молодые интрузии Казбекского массива изучались Д. С. Белянкиным (96, 107). При этом он называет интрузивную породу с ледника Чач в одном случае порфировидным диоритом, а в другом — диоритовым порфиритом, породу же с ледника Колкай-хох (Геналдон) он определяет как диорит. На южном склоне Казбекского массива Д. С. Белянкиным были обнаружены гранит, диорит, оливинный габбро-диорит и дацит. В качестве противопоставления «древним» гранитным интрузиям, все эти интрузии, имеющие ясный кайнотипный облик, были названы первыми их исследователями «неонинтрузиями», и это название надолго закрепилось в литературе и получило даже значение нарицательного.

После Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Д. С. Белянкина неонинтрузии северного склона Казбекского массива были исследованы в 1926—1928 гг.

Л. А. Варданянцем (178, 188, 189, 191), по материалам которого здесь имеются гранодиорит, кварцевый диорит, гранодиоритпорфир, кварцевый диоритовый порфирит, дацит и др. Кроме того, им описаны в этом районе диоритовые и монцититовые интрузии (залегающие в форме даек большой мощности), которые он относит также к числу неоинтрузий.

Несколько позже, чем в Казбекском массиве, неоинтрузии были открыты в массиве горы Тепли и были определены как кварцевый диорит (Д. С. Белянкин, 104). Вскоре здесь же, на леднике Суарком, были обнаружены А. П. Герасимовым и И. Г. Кузнецовым новые выходы молодых интрузивных пород, представленных гранитом, аллитом, порфиром и др. (Д. С. Белянкин, 102, 103). В 1926—1927 гг. Теплинский массив изучался Л. А. Варданянцем (178, 188, 216), установившим здесь еще восемь новых обнажений неоинтрузивных пород, в связи с чем им было высказано предположение, что все эти обнажения представляют лишь апофизы неглубоко лежащего довольно крупного интрузива (батолита). Последующие исследования в этом горном массиве Г. В. Шульца (1932 г.) еще больше увеличили как число обнажений таких пород, так и число их разновидностей.

Неоинтрузивные породы Теплинского массива наиболее детально описаны Л. А. Варданянцем (191), выделившим здесь гранит, гранодиорит, сиенито-диорит (в частности гиперстеновый), аллит, гранитпорфир, диоритовый порфирит, дацит и др. Г. В. Шульцем был обнаружен здесь также и пегматит. В 1938—1940 гг. неоинтрузии горы Тепли изучались детально П. С. Саакяном, И. Д. Стороженко и др., но материалы их остались неопубликованными.

В те же годы, что и на горе Тепли, неоинтрузии были обнаружены и в бассейне р. Уруха (Ирафа), на ледниках Сангути и Донисар и на перевале Штулу (Н. П. Кулаковская, 689; Д. С. Белянкин, 98, 104). В 1927 г. началось систематическое исследование этих неоинтрузий, проводившееся последовательно В. Н. Соловьевым, П. И. Скорняковым, Х. Фриевым, Г. П. Пашаевым, М. И. Ициксоном и др. Наиболее детальные исследования были проведены И. Д. Стороженко на леднике Сангути (1112, 1114), М. И. Ициксоном на ледниках Сангути и Донисар (548, 550, 551), П. С. Саакяном в районе ледника Тана (1024), а также Д. С. Белянкиным и его сотрудниками (109) на леднике Сангути и др. Кроме того, в 1936 г. А. Д. Ишковым был собран громадный материал по неоинтрузиям всего бассейна р. Уруха, и было установлено, что здесь имеется не менее 100—200 отдельных выходов неоинтрузивных пород, сгруппированных в три или даже четыре гнезда. При всем разнообразии их состава и структуры, неоинтрузивные породы бассейна р. Уруха близки к гранодиоритам в более глубокой и к дацитам и андезитами в более поверхностной фашии.

В 1934—1936 гг. были изучены также неоинтрузии и Цейского ущелья, обнаруженные впервые С. Н. Пламеневским. Наиболее детально они описаны Л. А. Варданянцем (176), установившим здесь граниты, гранодиориты, их гранитпорфировую фашию и связанные с ними пегматиты и аллиты, затем диоритовые порфириты, дациты, андезиты, липарито-дациты и т. п. Неоинтрузии Цейского ущелья представляют южное продолжение сангутидонского и донисарского очагов бассейна р. Уруха.

Следующий к западу район развития неоинтрузий теплинского типа это — ледник Дых-су, где признаки их были найдены еще Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (708) и Д. С. Белянкиным (101). После долгого перерыва эти интрузии изучались в 1935—1938 гг. (Г. М. Ефремов, 476; И. Г. Куз-

нецов, 682 и др.), но все же очень недостаточно, если принять во внимание, что с южной частью этого же очага связаны крупные рудопроявления на южном склоне Главного хребта в истоках р. Цхенис-цхали. В петрографическом отношении они вполне аналогичны породам описанных выше районов.

Наконец, несколько севернее ледника Дых-су расположена группа выходов молодых интрузий на северных склонах горных массивов Дых-тау и Коштан-тау. Первые их признаки в виде валунов дацита были обнаружены еще Д. С. Белянкиным (108) в ущелье Уллу-ауз. Позже в этом и в соседних ущельях (Уллу-чиран, Укю, Мижирги) валуны дацита и лайка липарита были встречены И. Г. Кузнецовым (662, 682), И. Д. Филимоновым и др. Такие же признаки неинтрузий были найдены И. Г. Кузнецовым и в ущельях Суган-су и Хызны-су. Из числа всех этих проявлений частично изучены пока только интрузии ущелья Укю, где в 1936 г. Ф. К. Швидченко установила семь самостоятельных довольно крупных интрузий, сложенных дацитом и диоритовым порфиритом.

В петрографическом отношении неинтрузии теплинского типа могут быть разделены на две группы. Первая из них, более древняя по возрасту, представлена в большинстве гранодиоритом, с переходами в одну сторону к граниту, а в другую — к кварцевому диориту и сиенито-диориту. Обычно — это светлосерые среднезернистые, несколько порфирировидные породы, состоящие, главным образом, из кварца, плагиоклаза, близкого к андезину, анортоклаза и биотита. Довольно часто присутствует зеленая роговая обманка, а иногда и ромбический пироксен. С этими породами парагенетически связаны гранитпорфировые разности, а также аплиты и пегматиты. Наряду с анортоклазом иногда присутствует и почти типичный микроклин, как, например, на леднике Сангуги. Залегают такие породы почти всегда в виде небольших неправильных массивов, площадь которых лишь изредка достигает нескольких километров, обычно же измеряется только десятими долями квадратного километра. Вмещающими породами для таких интрузий служат частью доюрские образования, частью же нижнеюрские сланцы, песчаники и породы кератофирового горизонта лейаса. Как те, так и другие подвергаются всегда интенсивному метаморфизму. В состав этой группы входят в небольшом количестве и более основные интрузии, а именно — монцититы, габбро, габбро-диабазы и даже перидотиты, залегающие чаще в виде даек большой мощности и реже в виде мелких массивов.

Вторая, более молодая группа неинтрузий теплинского типа представлена по преимуществу дацитами и андезитами и реже липарито-дацитами и липаритами. Это серые или коричневатые, реже темноокрашенные порфирировые породы с фенокристами главным образом биотита и плагиоклаза; в липаритах и дацитах к ним присоединяются фенокристы кварца, а в липаритах, кроме того, и анортоклаза. В андезитах и близких к ним породах наблюдалась роговая обманка и пироксен. Основная масса, в зависимости от состава породы, либо микропегматитовая (гранофировая), либо микрогранитовая до фельзитовой, либо стекловатая, а иногда гналопилитовая. Залегают такие породы чаще в виде даек, мощностью до нескольких метров и протяженностью в десятки и порой в сотни метров, но иногда они слагают и небольшие массивы. Очень часто дайки дацитовых и андезитовых пород секут неинтрузивные гранодиориты и т. п., чем доказывается их относительный возраст. В ряде случаев дайки имеют преобладающее северо-западное простирание.

Важной петрографической особенностью неинтрузий долгое время признавалось то, что в них, как в молодых породах, кали-натровый полевой шпат представлен, якобы, только анортоклазом и даже санидином (Д. С. Белянкин, 106), причем санидиновые граниты Д. С. Белянкин (94) предложил называть «кавказитами». Исследования В. Н. Лодочникова (729) показали, что кали-натровый полевой шпат представлен в этих неинтрузиях отнюдь не санидином, но анортоклазом. Последующее детальное оптическое исследование кали-натровых полевых шпатов разных интрузий и эффузий Кавказа, проведенное Л. А. Варданянцем (200, 202, 215), показало, во-первых, что типичный микроклин встречается порой и в заведомо мезозойских и кайнозойских породах, а во-вторых, что типичный анортоклаз, иногда очень близкий к санидину, присутствует также в лейкасовых кварцевых порфирах (липаритах) района Туапсе, в верхнепалеозойских (пермских ?) гранитах, гранодиоритах и сиенито-диоритах горы Ятыргварты и даже в среднекарбонных кварцевых порфирах. Это дало основание для предположения, что санидиновая, анортоклазовая и микроклиновая формы кали-натрового полевого шпата являются в значительной степени функцией условий кристаллизации магмы независимо от абсолютного возраста самого вулканического образования (Л. А. Варданянц, 202). Во всяком случае сейчас на Кавказе наличием или отсутствием анортоклаза уже не пользуются в качестве доказательства молодого или древнего возраста вулканического образования.

Выходы неинтрузий теплинского типа расположены шестью — семью гнездами (очагами), совпадающими с современными наиболее крупными горными массивами (Казбек, Тепли, водораздельный узел ледников Цей, Сангути и Донисар и др.). Размеры таких гнезд невелики, до  $5 \times 9$  км, причем длинная ось их направлена к северо-западу и не совпадает с осевой линией хребта, имеющего в этой его части почти широтное направление. Обнажения гранодиоритовых пород (первая группа) почти всегда приурочены ко внутренней части таких гнезд, дациты же, андезиты и другие породы этого семейства (вторая группа) охватывают всю их площадь. В промежутках между такими очагами выходы неинтрузивных пород отсутствуют обычно полностью, внутри же каждого гнезда выходы их расположены густо и насчитываются почти всегда многими десятками.

Такого рода тесная пространственная связь пород обеих групп (гранодиоритовой и дацито-андезитовой) при наличии переходных между ними разновидностей дает полное право для предположения, что все они составляют один комплекс интрузий, формировавшийся в несколько этапов.

Точный возраст неинтрузий теплинского типа не может быть установлен прямыми наблюдениями, так как они почти везде соприкасаются только с породами не моложе нижней юры. Все же для второй группы (дациты, андезиты и т. п.) с большой уверенностью можно говорить о верхнеплиоценовом возрасте. Основания для этого следующие. Именно на северном склоне Главного хребта широким распространением пользуется мощная толща вулканических туфов, туфо-конгломератов и других эффузивных пород главным образом алпшеронского возраста. По их составу это по преимуществу дациты и андезиты и в меньшей степени липариты (15, 948, 951, 1010, 1237). Объем даже сохранившейся от размыва части этого вулканогенного материала исчисляется тысячами кубических километров, причем центры таких грандиозных извержений должны были находиться в пределах Главного хребта, где в это время

уже существовала горная возвышенность. Корни таких эффузий безусловно должны были сохраниться и таковыми могут быть только те дайки, неки и им подобные образования дацитов, андезитов, липаритов и других пород, которые в Центральном Кавказе входят в состав второй группы типичных неинтрузий. На основании такого сопоставления верхнеплиоценовый возраст второй группы (дациты, андезиты и т. п.) неинтрузий теплинского типа можно считать доказанным. Что же касается пород первой группы (гранодиориты, граниты, кварцевые диориты и т. п.), то они повсюду теснейшим образом связаны с породами первой группы, притом как пространственно, так и посредством переходных типов, в связи с чем и для них верхнетретичный возраст нужно считать наиболее вероятным, хотя прямых доказательств в пользу этого пока еще нет. Попутно можно указать на то, что еще в начале текущего столетия Д. С. Белянкин (107) высказал предположение, что неинтрузии Казбекского массива представляют интрузивную фацию казбекских извержений.

Магма гранитных, гранодиоритовых и других кислых интрузий теплинского типа отличалась высокой активностью и обусловила во вмещающих породах интенсивный контактовый метаморфизм, следы которого можно наблюдать порой даже в 1—1,5 км от самих интрузий. Первое описание таких явлений метаморфизма было дано еще Д. С. Белянкиным (94, 96, 101), более же детально они были изучены Л. А. Варданяцем (175, 178, 188, 191, 216), в частности, в массиве горы Тепли. В настоящее время работами ряда исследователей (И. Д. Стороженко, 1109; М. И. Ициксон, 551; П. С. Саакян, 1024; Д. С. Белянкин и др., 109) вполне доказаны как высокая активность неинтрузивной магмы, так и большое разнообразие состава роговиков, образующихся в контактовой зоне.

По минералогическим ассоциациям такие контакто-измененные породы представляют обычные роговики и скарны. В составе первых главную роль играют биотит, роговая обманка, андалузит, реже кордиерит и наиболее распространены роговики биотитовые, биотитово-роговообманковые, андалузитовые и андалузитово-кордиеритовые. Скарны в контактовом ореоле неинтрузий теплинского типа распространены слабо, так как интрузии эти почти нигде не соприкасаются с карбонатными породами. Поэтому скарны появляются здесь только локально — либо за счет изменения юрских сланцев, либо же за счет изолированных обнажений палеозойских известняков. В последнем случае их можно отнести к типу телеконтактовых образований. В составе таких скарнов установлены гранат, диопсид, геденбергит, актинолит, везувиан, ливерит, эпидот и др.

Для контактового ореола интрузий теплинского типа характерно почти полное отсутствие образований, аналогичных так называемым вторичным кварцитам. Таковые установлены только в районе ледников Сангути и Кайсар (М. И. Ициксон, 549, 551), где они представлены андалузитово-серицитовым, андалузитовым и серицитово-каолиновым типами метосоматитов. Кроме того, неясные признаки таких пород были обнаружены в бассейне р. Архон, на северном склоне массива горы Тепли (Л. А. Варданяц).

Очень интенсивно проявились также процессы поствулканического изменения как вмещающих пород, так и самих интрузий. Ведущую роль играют здесь турмалинизация с последующей мусковитизацией и пропилитизация, сопровождающиеся сульфидным рудоотложением. По возрасту эти процессы (во всяком случае в некоторой их части) моложе или одновременны с дацитами. Характерной геохимической особенностью неинтрузий теплинского типа является изобилие турмалина и отсут-

стве флюорита в составе минеральных ассоциаций контактового, поствулканического (гидротермального) и рудного ореолов.

Вопрос о рудном ореоле неинтрузий теплинского типа был поставлен впервые лишь в 1927—1928 гг., и в 1930 г. была установлена очень большая их роль в генезисе оруденения Большого Кавказа (Л. А. Варданянц, 218). Дальнейшее развитие этой же гипотезы мы находим в статьях разных авторов (Л. А. Варданянц, 188, 198, 211, 212, 214, 225; П. С. Саакян, 1024, 1027; И. Д. Стороженко, 1112, 1114 и др.). В настоящее время является общепризнанным, что громадное большинство магматогенных рудопоявлений Центрального и Восточного Кавказа связано генетически именно с интрузиями теплинского типа. Краткая их металлогеническая характеристика может быть дана в следующем виде. В самих очагах широко проявляется оруденение арсенопиритовое (большой частью в кварцево-турмалиновых жилах) и арсенопиритово-пирротиновое, а несколько в стороне и в краевой их части — пирротиновое с халькопиритом. Еще дальше от очагов (в 8—12 км от них) параллельно общей их линии протягивается полиметаллический пояс на севере и реальгаровостибинтовый с киноварью на юге, связанные генетически, повидимому, с этими же интрузиями.

Сопоставляя все то, что уже известно о неинтрузиях теплинского типа, мы можем сделать вывод, что в Главном Кавказе на сравнительно небольшой глубине залегает один или несколько батолитов, вытянутых в общей сложности не менее, чем на 200—250 км вдоль хребта, от истоков Черка Безингиевского на западе до бассейна р. Аргуна на востоке. У этих батолитов эрозией вскрыты лишь верхние горизонты (крипто- и акробатолитовые, по В. Эммонсу). Общий обзор неинтрузий теплинского типа имеется в статьях Л. А. Варданянца (198, 225) и П. С. Саакяна (1027).

Перейдем теперь к рассмотрению второго (южнодагестанского) комплекса молодых интрузий. Первые их признаки были обнаружены в 1932 г. А. Репкиной в бассейне р. Ахты-чай в виде даек гранитпорфира и кварцевого диорита. Более детальные исследования Н. К. Русанова (1021) показали, что в бассейнах рр. Ахты-чай и Самура существует большое количество таких интрузий, имеющих форму даек и составляющих небольшой пояс, вытянутый в северо-западном направлении на несколько десятков километров. Отдельные дайки имеют мощность до 20 м и протягиваются на сотни метров. Наружные части даек сложены кварцевым биотитово-роговообманковым диоритом, переходящим в кварцево-диоритовый порфирит, внутренние же части даек сложены альбигизированным сферолитовым гранитпорфиром, содержащим мелкие ксенолитоподобные обломки кварцевого диорита. Таким образом, дайки имеют сложное строение и формировались в два приема, причем гранитпорфир внедрялся во вторую очередь.

На продолжении этого пояса к северо-западу, в верховьях р. Самура, А. Д. Ишковым обнаружена довольно крупная интрузия сиенито-диорита (Н. К. Русанов, 1021), который ранее был описан Б. Н. Рожковым (1005) как габбро-диабаз. В этом же примерно районе на южном склоне Главного хребта В. В. Вебером (251) была обнаружена интрузия богатого оливнином габбро, близкого к перидотиту. Генетическая связь этих интрузий с интрузиями бассейна р. Ахты-чай пока не выяснена, но довольно вероятна.

Возраст южнодагестанских интрузий точно не установлен. По данным Н. К. Русанова (1021), дайки этих пород секут свиты, возраст которых

определяется как тоарский или ааленский, верхний же предел возраста интрузий остается неизвестным. Н. К. Русанов (1921) чисто предположительно относит их к числу третичных образований.

Контактный метаморфизм около кварцево-диоритовых интрузий Южного Дагестана проявляется очень слабо и выражается, по Н. К. Русанову, в осветлении и серицитизации юрских сланцев и в появлении в них узловатых структур. При этом мощность зоны контактового метаморфизма не превышает нескольких метров даже у мощных даек.

К полосе развития этих интрузий приурочен в Южном Дагестане пояс рудопроявлений полиметаллических, медных, медно-пирротиновых и изредка магнетитово-пирротиновых (Н. К. Русанов, 1921; Л. А. Варданянц, 1911), причем намечается даже их зональное расположение по отношению к поясу гранитпорфировых и кварцево-диоритовых даек. В силу этого нужно признать вполне вероятной и генетическую связь этого оруденения с интрузиями гранитпорфира и кварцевого диорита.

В заключение остановимся на вопросе о взаимоотношении обоих комплексов интрузий с так называемыми диабазами Центрального и Восточного Кавказа, которые широко проявляются в поясах развития обоих интрузивных комплексов (теплинского и южнодагестанского) зачастую в тесной пространственной связи с ними. Сейчас вполне установлено, что эти породы разделяются на две группы. Первая из них связана с пробуждением вулканизма во время верхнелейасовых тектонических фаз (тоар и аален) и не имеет прямого отношения к молодым интрузиям, описанным в данной статье. Вторая же группа, более молодая по возрасту и представленная в значительной степени диоритовыми, диорито-диабазовыми, микрогаббровыми и частью габбро-диабазовыми породами, может рассматриваться, по аналогии с неинтрузиями Закавказья, как совокупность малых интрузий более основного состава, сопровождавших более крупные интрузии кислого состава в заключительные моменты формирования всего интрузивного комплекса. Такое решение, во-первых, расширяет петрологическое содержание понятия о неинтрузиях и делает его более полным, а во-вторых, создает элемент логически необходимого сходства Большого Кавказа с Закавказьем. Дополнительные материалы по этому вопросу даны в этом же томе, в разделах, написанных Л. А. Варданянцем: «Нижнеюрские интрузии и эффузии» и «Общий обзор вулканических явлений».

## МОЛОДЫЕ ИНТРУЗИИ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Геологическими исследованиями за последние 10—15 лет в западной части Кавказа (к западу от меридиана 43°, т. е. от верховьев р. Баксана до Черноморского побережья) открыт целый ряд молодых<sup>1</sup> интрузий, причем некоторые из них обусловили возникновение важных месторождений цветных и редких металлов.

В большинстве случаев точный возраст этих интрузий трудно установить, можно лишь уверенно говорить, что они посленижнеюрские и только иногда встречаются магматические тела, например лакколлиты окрестностей Пятигорска, третичный возраст которых не вызывает сомнений.

<sup>1</sup> Под молодыми интрузиями здесь подразумеваются все те интрузии, для которых установлен посленижнеюрский возраст.



## Западная часть Кабардинской АССР

Здесь молодые интрузии установлены в нескольких местах. Так, на Чегемо-Баксанском водоразделе, в верховьях реки Джуунгу-су (левый приток р. Чегема) С. П. Соловьевым (1095) обнаружен ряд липаритовых даек, секущих комплекс разнообразных кристаллических сланцев. Большинство даек имеет распространение близкое к пиротному. Возможно, что они возникли одновременно с липаритами, развитыми в окрестностях гор Иире, Ворлак, Лакарги и др., т. е. в конце третичного времени. Несколько липаритовых (липарито-дацитовых) даек, залегающих в юрских осадках, были найдены В. П. Ренгартемом в окрестностях сел. Ак-Топрак. В этих породах исследованиями С. П. Соловьева обнаружены тридимит и параморфозы кварца по тридимиту.

Отметим также молодые андезитовые дайки в верхнелейасовых песчаниках около балки Зырдагыт в бассейне р. Кестанты.

Наиболее интересным районом проявления молодой магматической деятельности в Кабарде и, пожалуй, в пределах всей западной части Северного Кавказа является Тырнаузский рудоносный участок, и по скольку он представляет выдающийся интерес как в теоретическом, так и в практическом отношении, то мы уделим ему значительное внимание.

Интрузии Тырнауза изучались И. Н. Ситковским (1063), В. В. Орловым (227), Л. А. Варданянцем (197), Н. А. Хрущевым, С. П. Соловьевым (1085, 1090) и др.

В балке Мукулан тырнаузские кислые интрузии дают активные контакты с так называемой мукуланской овигой глинистых сланцев, в которых в последние годы была найдена Б. В. Орловым нижнеюрская фауна.

Петрологические исследования, проведенные в районе Тырнауза заставляют считать, что интрузии (штокообразные тела и дайки) образовались не в один, а в несколько приемов, и в деятельности молодого магматического очага можно различать по крайней мере три фазы (в каждой из которых можно выделить еще ряд подфаз):

I. Порфириовидные биотитовые граниты.

II. Мэйкократовые породы: а) гранитпорфиры, б) анлитовидные граниты, с) различные анлиты и другие породы.

III. Липариты, деллениты и витрофиры.

Мы имеем все основания говорить о намеченной последовательности главных фаз, но пока не знаем точно, какие промежутки времени отделяли их.

Характерным в отношении состава гранитов и близких к ним пород является наличие анортоклазов с умеренным углом оптических осей, причем они относятся, по крайней мере в порфириовидных гранитах, к калиевым разновидностям.<sup>1</sup>

Щелочные полевые шпаты в породах из ряда липарит-делленит представлены санидином (или калиевым полевым шпатом с малым углом оптических осей).<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Пересчет химического анализа анортоклаза на полевошпатовые молекулы дает:  $\text{Og}_{0.05} \text{Ab}_{0.10} \text{An}_{0.85}$  (С. П. Соловьев. Щелочные полевые шпаты древних и молодых интрузий Кабардино-Балкарии и некоторые вопросы, с ними связанные. Зап. Всеросс. мин. общ., № 2 — 3, 1940.)

<sup>2</sup> По новой классификации Д. С. Белявкина. (К определению понятия и к практике анортоклазов. Изв. Акад. Наук СССР, № 2, 1937.)

Петрологический анализ района указывает, что магма, давшая порфировидные граниты, застывала на глубине не меньше 900 и не больше 2500 м. Что касается лейкократовых пород, то они разместились на несколько меньшей глубине.

Процессы ассимиляции в районе Тырны-ауза несомненно имели место; об этом красноречиво свидетельствуют находки в изверженных породах ксенолитов вмещающих пород, преобразованных в большей или меньшей степени, а также ряд минералов (актинолит и др.), которые могли появиться в интрузиях только в процессе поглощения («переваривания») в них постороннего материала.

С внедрением молодых интрузий связано образование значительного ореола контактово-метасоматических пород, в которых микроскопическими исследованиями был установлен разнообразный комплекс минералов: гранаты (из ряда андрадит-гроссуляра), диопсид, салит, геденбергит, авгит, ромбический пироксен (энстатит-бронзит), антофиллит, актинолит, тремолит, обыкновенная роговая обманка, куммингтонит, везувиян, андалузит, хиастолит, пренит, биотит, флогопит, светлая слюда, форстерит, энидот, цоизит, ильваит (лиеврит), флюорит, турмалин, скаполит, хондродит (?), серпентин, хлорит, брусит, плагиоклаз, существенно-кальциевый полевошпат, волластонит, апатит, циркон, кордиерит, титанит, рутил, шпинель, корунд и др. Помимо указанных минералов, имеются рудные минералы; из них особо выделим шеелит и молибденит, сосредоточенные в количествах, имеющих важное практическое значение.

Большой генетический интерес представляют факты установления не менее двух-трех генераций некоторых минералов скарнов (гранаты, пироксены, амфиболы, волластонит и др.), что указывает на сложное (многофазное) формирование контактово-метасоматических пород. Местами происходило наложение одних фаз метаморфизма на другие, и во время этих процессов совершалась перекристаллизация ранее образовавшихся минералов, например амфибола в пироксен. Самый процесс контактово-метасоматического преобразования шел в довольно широких температурных границах, что подтверждается результатами специально поставленных экспериментов с аномальными гранатами (1093а).

Гидротермальные растворы играли существенную роль в изменении вмещающей среды.

Кроме упомянутых молодых интрузий, в западной Кабардино-Балкарии были обнаружены С. П. Соловьевым в долине р. Кьгтырка (левый склон, близ Уллу-Юсенги) дайкообразный выход пород из ряда дельнит — липарит, залегающих среди юрских осадков и несколько дацитовых даек в древних гранитоидах на правом склоне той же долины на участке Хунгурту. Некоторые из этих даек вытягиваются в северо-западном направлении, а простираение других близко к широтному.

Не исключена возможность присутствия молодых магматических тел также и в самом верховье р. Баксана, на водоразделе Азау — Ненскра, где, по видимому, ими обусловлено возникновение реалъгара и аурипигмента, т. е. низкотемпературных месторождений мышьяка.

### Минераловодский район

Давно известно, что в окрестностях Пятигорска расположена группа скалистых массивов магматических пород. Они посещались очень многими геологами (1295), и одной из обстоятельных современных работ по этим своеобразным телам является труд А. П. Герасимова (296), в ко-

тором изложены результаты его многолетних исследований упомянутых пород, а также дан исторический обзор работ других исследователей.

Вкратце об этих магматических образованиях можно сказать, что они представляют лакколиты, внедрившиеся в третичные осадки (палеоген, а местами чокракские слои), и большинство массивов сложено своеобразными трахилипаритами, а некоторые, например гора Бык, липаритами (щелочными липаритами). Все магматические породы Минераловодского района обнаруживают несколько повышенное содержание щелочей; последнее обстоятельство, естественно, отражается и на минералогическом составе. В этих породах, кроме санидина; установлен своеобразный щелочной полевой шпат, именуемый «калийным олигоклаз-альбитом» или «кальциевым аноктоклазом».

Как амфибол, так и пироксен несут отпечаток щелочности.

Внедрение пород, слагающих лакколиты, было не одновременным, и А. П. Герасимов намечает предположительно следующие четыре этапа (в порядке последовательности образования): 1) пироксено-амфиболовый трахилипарит; 2) биотито-пироксеновый трахилипарит; 3) биотитовый трахилипарит; 4) биотитовый липарит.

Внедрение некоторых лакколитов обусловило возникновение в контактовых зонах датолита, граната и других минералов, причем борсодержащие минералы (датолиты) участками сконцентрированы в значительных количествах.

### Северо-западная часть Кавказа

Северо-западная часть Кавказа (бассейн р. Кубани и ее притоки — Даут, Теберда, Б. Лаба, М. Лаба, Белая, верховья р. Мзымты) относительно меньше исследована с петрологической точки зрения, чем, например, Кабарда и Осетия. Начнем рассмотрение с верховьев собственно р. Кубани. Здесь, кроме ряда интрузий андезита (по р. Дауту они прорывают юрские сланцы и песчаники), отмеченных Г. П. Агалиным (5), на правом склоне верховьев р. Хурзука С. П. Соловьевым обнаружено несколько небольших дацитовых даек. Что касается молодых гранитов, то пока нет твердой уверенности в присутствии их в упомянутом районе.

Вопрос о возрасте интрузий, которыми связано Эльборусское полиметаллическое месторождение, решается по-разному. И. Г. Кузнецов (668) считает, что оруденение обусловлено доюрскими кератофирами, Л. А. Варданянц (218) склонен приурочивать его «или к диабазам или к неинтрузии». Ф. И. Вольфсон и А. А. Медведюк (260) отрицают связь его с послеюрскими интрузиями. Не ясно, с какой интрузией связано вольфрамовое месторождение Кги-Теберда, хотя В. Н. Робинсон (990) совершенно предположительно считает эту интрузию мезокайнозойской.

Западнее, в районе бассейнов рр. Большой Лабы, Малой Лабы и Белой, геологически изученном главным образом В. Н. Робинсоном (982), имеются указания на развитие молодых интрузий, но взгляды на их возраст не единодушны.

Так, прежде (Л. А. Варданянц, 193) считалось, что интрузии горы Ятыргварты (водораздел рр. Уруштена и М. Лабы) «имеют достаточно ясный неинтрузивный характер», а по более новым исследованиям В. А. Затоковенко (514а) их следует относить к домезозойским.

Г. М. Ефремов (474) отрицает молодой («неинтрузивный») возраст не только массивов Ятыргарты, но и ряда других (в том числе и Сочинского района).<sup>1</sup>

К молодым породам, повидимому, относятся дациты хребта Дженту, находящегося в верховьях р. Б. Лабы (район р. Бескеса). Предположительно третичными считаются дайки андезитов и дацитов, встреченные Г. М. Ефремовым (418) в гранитах хребта Чугуш и на участке Чехашха и Взым.

Очень интересен комплекс пород (граниты, гранитпорфиры, диабазы, диориты, сиенито-диориты, габбро и др.), наблюдающийся около озера Кардывач, расположенного в верховьях р. Мзымты. Указанные породы залегают среди нижнеюрских сланцев<sup>2</sup> и дают с ними активный контакт. Кроме того, в молодых магматических телах среди разнообразных ксенолитов встречены и упомянутые сланцы юры.

Образцы, собранные В. Н. Робинсоном в этом участке, изучались Л. А. Варданянцем и частично С. П. Соловьевым. Ряд сведений об интрузиях Кардывача мы находим у Л. В. Хмелевской (1198) и отчасти в статье А. Г. Кобилева (587). Новые сведения по Кардывачу, а также по району Аданге, опубликованы в статье Д. С. Белянкина, В. П. Еремеева, В. П. Петрова и М. А. Фаворской (109а).

Кардывачские основные изверженные породы вытянуты вдоль Главного хребта на расстоянии около 20 км, а молодые кислые породы образуют три более или менее самостоятельных тела, удлиненные тоже в направлении Главного хребта. В стыках кислых и основных пород развиты гибридные породы переменного состава. Отметим также приуроченность кардывачской интрузии к линии надвига. Кислые породы типа гранитпорфиров характеризуются микрогематитовой основной массой. Существенно-кальевый полевой шпат является триклинным, и угол оптических осей редко опускается ниже 70°, обычно он выше.

Возможно, в генетической связи с кардывачским интрузивным комплексом находятся диориты и габбро-диориты р. Холодной и участка горы Псеапшо.

Условно к молодым интрузиям причисляются диориты и гранодиориты, располагающиеся в верховьях р. Б. Лабы в зоне Главного хребта, в виде вытянутого на северо-западном направлении массива. Имеются также указания на присутствие молодых магматических пород (диоритов, монзонитов и др.) близ Красной Поляны в бассейне р. Мзымты.

Если провести сравнение между молодыми интрузиями Кабарды и северо-западной части Кавказа, то одной из общих отличительных особенностей первых будет повышенная кислотность. По направлению к западу намечается снижение содержания кремнекислоты.

Здесь мы не имеем возможности из-за краткости очерка говорить о роли молодых интрузий в металлогении горной части Азово-Черноморского края. Отметим лишь, что вследствие спорности возраста целого ряда интрузий неясно время возникновения некоторых рудных точек.

<sup>1</sup> Он пишет, что его (Г. М. Ефремова) исследование бассейна р. Сочи и самого района горы Чуры никаких следов гранита ни в коренных отложениях, ни в аллювий р. Сочи и ее притоках не обнаружили. Работы Азчерзолото в районе р. Сочинки привели к тем же результатам.

<sup>2</sup> Правда, В. Н. Робинсон в одной из своих последних работ (590) ставит под вопрос нижнеюрский возраст сланцев.

Что касается металлоносности молодых интрузий Кабарды, то, несомненно, они играли крайне важную роль в создании рудных концентраций, особенно редких металлов (вольфрама, молибдена и др.).

### МОЛОДЫЕ ЭФFUЗИИ

Известно, что в пределах северного склона Главного Кавказского хребта имели место сильные проявления вулканической деятельности, в результате которой произошло накопление значительных масс эффузивов (например, в бассейнах рр. Чегема и Баксана) и возник ряд вулканов, в частности такие гиганты, как Казбек и Эльбрус.

Характерно, что излияния различных лав шли в определенном участке Главного хребта, а именно — на пространстве, заключенном между меридианами 42 и 45°, и происходили в конце третичного времени (в плиоцене) и в четвертичном периоде. В палеогене и первой части неогена (в миоцене) проявлений вулканической деятельности почти не было.

Начнем рассмотрение вулканизма на Северном Кавказе с запада (бассейна р. Кубани).

#### Верховья р. Кубани и ее притоков рр. Дауга и Теберды

На водоразделе рр. Дауга и Теберды, на Джалпакском плато работами Г. П. Агалина (5) и П. И. Лебедева (701) отмечается покров молодых (предположительно третичных) эффузивов основного характера, залегающих на юрских песчаниках. Мощность покрова доходит до 100 м, и сложен он, согласно П. И. Лебедеву, афанитовыми плотными породами темносерого или почти черного цвета, которые могут быть отнесены по составу к оливиновым базальтам ( $\text{SiO}_2$  48,74%).

Сравнительно небольшой покров андезитов известен около горы Гильян на Кубано-Худесском водоразделе; он перекрывает юрскую толщину и представлен лавами андезитового облика. Г. П. Агалин (5) склонен рассматривать их как образования, синхронные с древними эльбрусскими потоками, но, возможно, они возникли несколько раньше последних.

Совсем незначительный выход гиперстенового андезита или андезито-дацита ( $\text{SiO}_2$  61,50%) отмечен И. Г. Кузнецовым (668) около полиметаллического рудника Эльборус, и не исключена возможность возникновения его в кайнозойское время.

В верховьях р. Худеса (правый приток р. Кубани) установлены излияния молодых андезито-дацитовых лав, которые в общей сложности занимают площадь около 60 км<sup>2</sup> и имеют мощность 30—40 м.<sup>1</sup>

#### Эльбрус

Красивейший и высочайший<sup>2</sup> в Европе потухший вулкан Эльбрус почитается на древнем доколе — докембрийских кристаллических сланцах,

<sup>1</sup> В бассейне р. Кубани найдены также продукты взрывной деятельности. Так, П. А. Православцевым и О. М. Аншелесом (851) отмечены вулканические пещлы в лёссовидных суглинках (мидель-рисс или рисс) правобережья р. Кубани около станции Тмижбекской.

<sup>2</sup> Абсолютная высота западной вершины 5633 м (согласно листу К—38 в масштабе 1:1 000 000), а восточной вершины — 5598 м.

прорванных древними гранитоидами,<sup>1</sup> и сложен различными лавами, среди которых доминирующую роль играют дациты.

Специальным изучением Эльбруса занимались А. П. Герасимов (319), В. В. Дубянский (459) и С. П. Соловьев (1083). Кроме того, альбруссские лавы в той или иной мере исследовались Л. Аммоном (1281), Д. С. Белянкиным (100), Т. Боннеем (1289), А. Данненбергом (1292), Купфером (1314а), А. Лагорио (1315), Дж. Рива (1337), Г. Чермаком (1357), Ф. Шафажиком (1342) и др.

Эльбрус сформировался, конечно, не сразу, а в несколько фаз, причем последовательность излияний в общем шла от кислых к основным эффузивам. Первая (или первые) фаза характеризуется липаритами и делленитами, туфы которых найдены в периферических частях вулканического конуса. Такого рода факты установлены А. П. Герасимовым (316а) у северного подножья Эльбруса, где липаритовые туфы близ ледника Мальян-чиран непосредственно налегают на древние гранитоиды и перекрываются более молодыми дацитовыми лавами.

Туфовый материал (куски пемзы и пр.) кислого характера были найдены С. П. Соловьевым (1087) у юго-восточного подножья Эльбруса, около перевала Чат-баши и у конца северного альбрусского ледника Уллучиран (1092). Кроме того, кислые туфы известны на горе Тузлук (около 10 км к северу от вершины Эльбруса) и в Чемарт-коле (верхове р. Кубани). Возможно, что значительное количество кислых эффузивов скрыто под более молодыми дацитовыми лавами.

Мы, конечно, не знаем точно какой промежуток времени отделял образование кислых эффузивов от излияния перекрывающих их дацитов, но, вероятно, этот отрезок времени был значительным, так как остатки кислых продуктов первых фаз вулканической деятельности мы наблюдаем лишь на периферии. Очевидно, они подверглись продолжительной денудации и, возможно, разрушены взрывами, сопровождавшими последующие извержения Эльбруса.

Более поздние фазы деятельности вулкана (вероятно, в позднечетвертичное время) дали колоссальное количество дацитовых и частично андезито-дацитовых лав, одни потоки которых перекрывали другие. Некоторые потоки достигали значительной длины (до 24 км). Более верхние потоки лав несколько отличаются по минералогическому составу от нижних. В последних, по крайней мере местами, цветной минерал представлен пироксенами, в верхних лавовых потоках к ним присоединяются в больших или меньших количествах амфибол и биотит.

Среди дацитов любопытны полосатые лавы, в которых темносерые (почти черные) участки перемежаются с красными. По минералогическому составу эти резко отличные по цвету полосы совершенно идентичны. В химическом отношении красные участки лав характеризуются только тем, что  $Fe_2O_3$  в них присутствует в значительно большем количестве (в 2—3 раза), чем в черных, хотя суммарное количество железа ( $Fe_2O_3 + FeO$ ) одинаково в обеих разновидностях. Кстати отметим, что внешняя поверхность лавовых потоков далеко не одинакова. Одни из них имеют поверхность, близкую к волнистому типу («пахоэхое»), а другие обладают глыбовым характером (тип «аа»). Местами развита хорошая столбчатая отдельность.

<sup>1</sup> На севере концы лавовых потоков Эльбруса частично перекрывают отложения палеозоя.

— Одно из наиболее поздних излияний (Ачкерьяльский поток) происходило из бокки, располагавшейся на восточной стороне восточной вершины, и эта бокка возникла позднее, чем вершинный конус.

Точно датировать начало образования вулкана Эльбрус пока нет возможности, укажем лишь, что оно, вероятно, имело место в послееакчагыльское время, а последние эльбрусские лавовые потоки изливались до наступления последнего оледенения, так как следы молодых (возможно вюрмских) моренных отложений наблюдаются в некоторых местах на поверхностях лавовых потоков и нигде не перекрыты более молодыми извержениями.

Согласно исследованиям С. П. Соловьева (1087), вулкан Эльбрус приурочен к молодой тектонической линии (почти широтного направления), прослеженной от горы Зугулла до Чата. Такого же направления разрывы установлены Г. П. Агалиным к западу от Эльбруса.

Признаки былой вулканической мощи Эльбруса мы и сейчас наблюдаем в виде наличия у подножья его теплых (с постоянной температурой 22°,5) источников Джилы-су, а также выходов сернистых газов в предвершинной области.

Не исключена возможность, что человек может стать свидетелем обновленной деятельности этого вулканического колосса.

#### Бассейны рр. Баксана, Чегема и Нальчика

К востоку от Эльбруса (15—18 км от восточной вершины) гребень, отделяющий р. Кыртык от р. Сылтран-су, покрыт лавами, близкими по своему составу к дацитам. Повидимому, они представляют результат излияния из самостоятельного вулканического центра.

Еще дальше, около 35 км к северо-востоку от вершины Эльбруса, на правом склоне р. Тызыл С. П. Соловьевым (1082) обнаружено лавовое поле, площадью около 3 км<sup>2</sup>, которое обладает мощностью 10—40 м и представлено дацитами.

В среднем течении р. Баксана (около Гунделена), на Баксано-Чегемском и Чегемо-Шалущкинском водоразделах и к западу и юго-западу от г. Нальчика распространены продукты молодой вулканической деятельности, среди которых туфы играют значительную роль. Местами встречаются вулканические пеплы. Они изучались Г. Абигом (1272), В. В. Дубянским (456) и более подробно В. П. Ренгартеном (946), а отчасти А. П. Герасимовым (306).

Местами туфовая толща, по В. П. Ренгартену, налегает с резким угловым несогласием на меловые и третичные отложения. В ряде пунктов установлено, что они покоятся на толще конгломератов, наиболее вероятным возрастом которых В. П. Ренгартен считает акчагыльский. Этот важный факт дает право говорить о послееакчагыльском (начало извержений, возможно, приурочено к концу акчагыла) возрасте этих вулканических образований, а по аналогии с ними и других. Кроме того, упомянутый исследователь выделяет террасовые туфы, образование которых связывает с миндельской и частью рисской ледниковыми эпохами, и, наконец, устанавливает третью категорию туфов: делювиальные и элювиальные накопления обломков туфов.

Туфы, как правило, относятся к кислым, так как содержание кремнекислоты обычно больше 70% (SiO<sub>2</sub> 72,06—73,41%), и лишь изредка, например некоторые рыхлые туфы, образующие слои среди террасовых туфов в окрестностях сел. Чижок-кабак на р. Чегеме, обладают дацитовым характером.



Фото 14. Лавы Эльбруса, пропиленные р. Малкой.

Фото А. П. Герасимова.

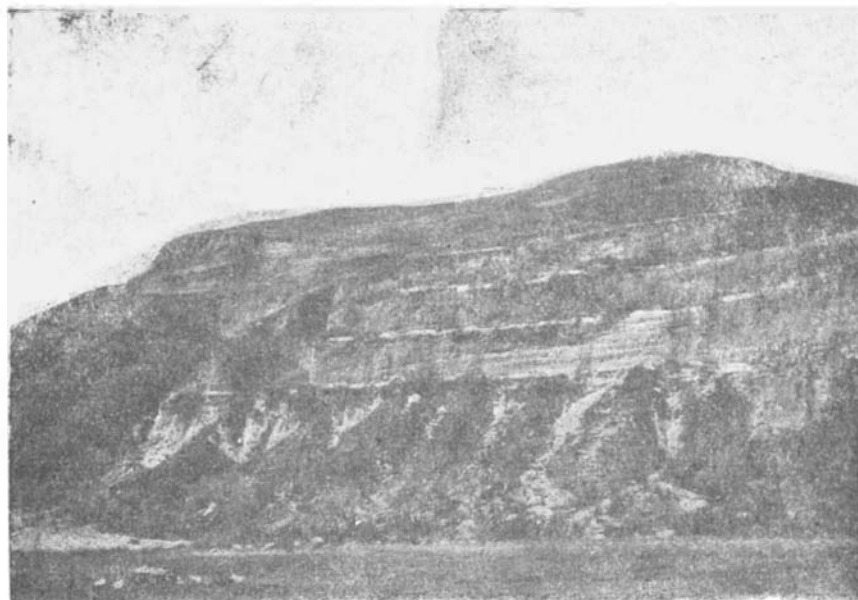


Фото 15. Миндельская терраса на р. Баксане в районе с. Зажковского.

Фото В. П. Рейгаргена.



В геологическом отношении для рассматриваемых вулканических продуктов, согласно В. П. Ренгартену, характерно «постоянное присутствие в составе туфов глины, галек различных пород и обломков древесины». Это, повидимому, указывает на то, что туфы, по крайней мере некоторые участки их, являются перетолженными вскоре после своего выпадения.

Некоторые участки туфов представляют сырье для производства ценных строительных материалов.

В ряде участков бассейна р. Баксана, например, в окрестностях горы Джам-баш на водоразделе Урлю-Баксан, по данным С. П. Соловьева (1982), помимо туфов, присутствуют и липаритовые лавы с туфогенным материалом ( $\text{SiO}_2$  72,5%), местами с линзами смоловидных лав.

Помимо сказанного, отметим наличие молодых базальтовых (андезито-базальтовых) эффузивов близ вершины горы Шаухна (2650 м) на водоразделе верховьев рр. Нальчика и Чегема, которые, по неопубликованным данным В. П. Ренгартена (1935 г.) подстилаются континентальной свитой песков, суглинков и конгломератов плиоцена (акчагыла или апшерона) и покрываются липаритовыми туфами.

С. П. Соловьев, проводивший микроскопическое изучение образцов этих эффузивов (из коллекции В. П. Ренгартена), указывает, что главными минералами являются основной плагиоклаз, оливин и моноклинный пироксен. Содержание  $\text{SiO}_2$  колеблется от 50,83 до 53,35%.

В нижних частях шаухнинских основных эффузивов наблюдаются измененные базальтовые туфы (палагонитового типа). Сравнительно небольшой островок того же типа лав (оливинсодержащих андезито-базальтов) встречен С. П. Соловьевым (1982) в балке Донгай в долине р. Тызыл (бассейн среднего течения р. Баксана). Небольшие два поля (на горах Сурх и Крадлук) пород, близких к андезито-базальтам, встречены на водоразделе рр. Нальчика и Хуламского Кара-су.

### Чегемская вулканическая область

Исследованием вулканической деятельности этого интересного района занимались Г. Абиш (1272), Л. Аммон (1281), В. Орловский (часть его образцов была изучена Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, 704 и Н. П. Кулаковской, 689), С. П. Соловьев (1095) и др.

Согласно детальному изучению упомянутых эффузивов С. П. Соловьевым (1095), Чегемский вулканический комплекс, занимающий довольно обширную площадь (около 105 км<sup>2</sup>), состоит из разнообразных пород, общая мощность которых доходит до 800 м. Лавы занимают весь водораздел между р. Чегемом и верховьем р. Кестанты, перекрывая древние гранитоиды, кристаллические сланцы, породы верхнего палеозоя и особенно — на востоке — юрские осадки. Эффузивами сложены вершины горы Кюген кая (3829 м), на которой, кстати сказать, сохранился полуразрушенный кратер, горы Кум-тубе (3771 м). Иире и ряд других.

Установлена такая последовательность излияний:

I. Липаритовые лавы с туфогенным материалом: а) смолоподобные, б) серые.

II. Дациты.

III. Андезиты.

Черные, смолоподобные лавы липаритового состава ( $\text{SiO}_2$  73,70%) встречаются в ограниченной мере и преимущественно в нижних частях склонов. В их стекловатой массе разбросаны фенокристаллы кварца, андезин-олигоклаза, санидина и немногочисленные чешуйки биотита.

Кроме того, отмечены ксенолиты различных подстилающих лавы пород (известняков, глинистых сланцев, гранитов и др.).

Главная масса эффузивов представлена серыми и светлосерыми лавами (с туфогенным материалом), достигающими 400—500 м мощности: некоторая часть их обладает прекрасной столбчатой отдельностью.

Указанные весьма распространенные эффузивы относятся к биотитовым липаритам ( $\text{SiO}_2$  72,15—73,07%), среди фенокристаллов которых присутствует кварц. Иногда поры серых липаритов заполнены лимонно-желтого цвета серой. Изредка среди липаритов находятся незначительные участки пехштейнов (смоляные камни) с исключительно высоким содержанием кремнекислоты ( $\text{SiO}_2$  86,61%), причем потеря при прокаливании равна 5,70%, а  $\text{H}_2\text{O}$  — 3,15%.

Пепельно-серые дацитовые лавы ( $\text{SiO}_2$  65,68—66,40%) ясно перекрывают липариты; особенно отчетливо это видно на склонах горы Кюген-кая на высоте 3360 м. Петрографически они характеризуются гиалопилитовой (частично витрофировой) основной массой с фенокристаллами андезина, гиперстена и авгита.

Наконец, наиболее высокие части вершины Уллу-Кюген-кая (и Гитче-Кюген-кая) сложены темносерыми авгито-гиперстеновыми андезитами ( $\text{SiO}_2$  61,15—61,24%), налегающими здесь на дациты. Выходы таких же андезитов установлены южнее, на горе Кум-тубе; быть может, это отдельные позднейшей эрозией части тех андезитовых потоков, которые слагают вершину Кюген-кая.

Вышесказанное с предельной ясностью показывает, что развитие вулканической деятельности Чегемской области шло от кислых пород к основным.

Излияния лав в Чегеме происходило через несколько центров. Один из них несомненно и был на горе Кюген-кая, на которой, как указывалось выше, имеется полуразрушенный кратер, а другой — близ горы Иире. И в том и другом случае они располагаются вблизи крупных линий разрыва, указывая тем самым на приуроченность центров извержений к тектоническим линиям.

Конец извержений в Чегемской области, повидимому, падает на четвертичное время, но начало их, быть может, относится еще к концу третичного периода (концу акчагыла или послеракчагыльского времени).

Восточнее Чегема, по сведениям, сообщенным В. П. Ренгартемом, существует небольшое поле андезитов (повидимому, молодого возраста) на водоразделе Череха и Череха Безингиевского, точнее между верховьями рр. Чайнашки и Кючме-су.

В Северной Осетии имеются, по данным В. Г. Орловского и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (704), лишь незначительные размытые лавовые потоки в пунктах: Фиторта около горы Лабода (4320 м), Фаснал и Ход.

### Приказбекская вулканическая область

Хорошо известно, что в Центральном Кавказе, близ Военно-Грузинской дороги имеются мощные вулканические образования, среди которых следует прежде всего назвать вулкан Казбек. Поскольку обзор вулканической деятельности Казбека и его окрестностей был сравнительно недавно сделан С. П. Соловьевым (1096) и опубликован в т. X «Геологии СССР», то здесь мы намерены коснуться упомянутой вулканической области лишь в самых общих чертах, чтобы быть последовательным в описании молодого вулканизма всего Северного Кавказа.

Среди многих исследователей указанного района следует выделить Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (704) и В. П. Ренгартена (945, 951), давших обстоятельные характеристики петрографии и геологии казбекских вулканических образований, в частности, последним произведено расчленение их, выяснена последовательность вулканических проявлений и пр.

Молодые эффузивы района представлены главным образом андезито-дацитами, дацитами и андезитами и лишь местами, например Гулаурский участок (некоторые потоки вулканов Садзели и Сакохе), андезито-базальтами ( $\text{SiO}_2$  от 54,43 до 57,36%) и совсем редко липарито-дацитами ( $\text{SiO}_2$  до 69,39%).

Нельзя также не отметить присутствия кислых вулканических пеплов и кусковой пемзы в ресс-вюрмских галечниковых отложениях около сел. Паншети и у водопада на р. Арша, перекрытых восточно-казбекскими лавами (Аршинский поток андезитов и андезито-дацитов).

Этот факт, а также ряд других, указывает на то, что в более ранний период (в довюрмское время) вулканической деятельности некоторых участков<sup>1</sup> Казбекского центра произошли выбросы кислых продуктов, а в послевюрмское время здесь уже шли излияния более основного материала (андезитов и андезито-дацитов).

Ряд данных, которые здесь, из-за недостатка места, нет возможности привести, свидетельствуют о том, что вулканические образования Казбекского района возникли не в одно время, а являются разновременными.

Начало вулканической деятельности в Казбекской и Кельской областях В. П. Ренгартен относит к плиоцену (акчагыльское и апшеропское время), а последние вспышки имели место совсем недавно — в послевюрмское время (но перед стадией Чаохи).

Кроме упомянутых продуктов вулканической деятельности, в долине р. Терека В. П. Ренгартен (954) отмечают пеплы в отложениях древних террас (не моложе рисских)<sup>2</sup>. В более молодых, вюрмских террасах пеплы отсутствуют.

Вулканические пеплы (состоящие из андезина, пироксена — преимущественно ромбического, — бурой роговой обманки, биотита и небольшого количества вулканического стекла) обнаружены им же и в бассейне р. Ассы в рисских лёссовидных глинах.

### Юго-восточная часть Северного Кавказа

В заключение нашего обзора сделаем краткие замечания о выходах вулканических продуктов в юго-восточной части Северного Кавказа. Имеются указания на присутствие их в плиоценовых (акчагыл?) отложениях в окрестностях г. Грозного, около разъезда Ермоловского.

В предположительно рисских террасах близ г. Дербент В. П. Ренгартен (949) и И. Ф. Пустоваловым (896) упоминаются прослой вулканического пепла в лёссовидных глинах четвертичного возраста.

### Заключение

Чтобы закончить наш обзор, укажем на несколько особенностей молодой вулканической деятельности Северного Кавказа:

<sup>1</sup> Для других участков (выдвинутое положение не является доказанным, особенно это следует иметь в виду для последних стадий вулканической деятельности.

<sup>2</sup> Для миндельских террас, по В. П. Ренгартену и С. А. Гатугеву (979), тоже характерно присутствие пеплов. Наличие вулканических продуктов в четвертичных отложениях бассейна р. Терека отмечает также Л. Н. Пламеневский (822).

1. Анализируя в целом молодые эффузивы Северного Кавказа, мы не можем не сделать заключения, что последовательность вулканической деятельности шла (за немногими исключениями) от кислых пород к основным, т. е. резко отличалась от хода извержений молодых эффузивов в Закавказье, где обычно (но не всегда) намечается последовательность от основных к кислым.

2. Помимо могучих извержений центрального типа, повидимому, в некоторых пунктах имели место небольшие излияния и трещинного характера.

3. Интенсивная вулканическая деятельность в кайнозойе началась в ачкагыльское или апшеронское время и продолжалась до недавнего прошлого, т. е. в позднее четвертичное время (для некоторых мест доказаны даже послевюрмские излияния).

4. Многие крупные вулканические центры (эльбрусские, чегемские и др.) приурочены к линиям разрыва крупного порядка.

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Кристаллические сланцы (в том числе и гнейсы) Главного Кавказского хребта представляют древнейшие образования, и их в большей или меньшей степени затрагивает почти каждый из многочисленных исследователей<sup>1</sup> высокогорных частей Большого Кавказа.

Если обратиться к геологической карте Кавказа, приложенной к настоящему тому, то легко можно видеть, что комплекс кристаллических сланцев тесно связан с древними гранитоидами и во многих местах как бы обрамляет их. Взаимоотношения древних гранитоидов и указанных древнейших образований совершенно определены. Первые в ряде участков интродуцируют в сланцы, и во многих пунктах можно наблюдать различной величины ксенолиты кристаллических сланцев в теле гранитоидов.

Возраст кристаллических сланцев, по крайней мере главной массы их, согласно А. П. Герасимову (302, 322), занимавшемуся специально этим вопросом, следует считать докембрийским. Кавказские кристаллические сланцы весьма разнообразны по составу, и среди них по степени метаморфизма можно, с некоторой долей условности, выделить два комплекса:

- A<sub>1</sub> — первый (нижний) комплекс кристаллических сланцев (с высокой степенью метаморфизма);
- A<sub>2</sub> — второй (верхний) комплекс кристаллических сланцев (с меньшей степенью метаморфизма, чем первый комплекс).

Хотя между упомянутыми комплексами сланцев резких границ не установлено, но геологическое положение их во многих случаях различно. Более высокометаморфизованные разновидности сланцев обычно расположены ближе к телу гранитоидов, и нередко этот же тип сланцев мы находим в виде остатков кровли.

Разберем кратко указанные два комплекса кристаллических сланцев.

A<sub>1</sub> — Первый (нижний) комплекс кристаллических сланцев. Слагающие этот комплекс сланцы (и гнейсы) разнообразны,

<sup>1</sup> Г. П. Агалин, Д. С. Велякин, Л. А. Варданыц, А. П. Герасимов, И. Г. Кузнецов, П. П. Пятницкий, И. В. Мушкетов, В. П. Рейгартен, В. Н. Робинсон, С. П. Соловьев и др.

и важнейшими типами среди них являются: биотитовые, двуслюдяные, силлиманитовые (силлиманитсодержащие), дистеновые (дистенсодержащие), гранатовые (гранатсодержащие), ставролитовые (ставролитсодержащие), роговообманковые и амфиболиты. В каждом из этих типов можно еще выделить ряд разновидностей вследствие варьирования количеств как главных, так и второстепенных пороодообразующих минералов. Естественно, узкие рамки настоящей статьи не позволяют дать соответствующие петрографические характеристики указанных типов, и поэтому мы сделаем лишь общие замечания об особенностях минералогического состава и взаимоотношениях их.

В этой серии пород характерно наличие силлиманитсодержащих, андалузитсодержащих, гранатсодержащих сланцев, которые не являются редкостью, и чем больше мы уделяем внимания для микроскопического изучения сланцев, тем больше убеждаемся в правильности сделанного замечания.

Чтобы сделать характеристику комплекса более полной, следует указать на присутствие мраморов, иногда встречающихся (например, в верховьях р. Чегема) в толщах упомянутых сланцев и гнейсов и местами в большей или меньшей степени преобразованных в скарны.

Между отмеченными типами в ряде пунктов установлены постепенные переходы, причем кристаллические сланцы, содержащие наиболее высокотемпературные минералы, например силлиманит, обычно располагаются вблизи массивов древних гранитоидов. В высокогорных местах Главного хребта, там, где удастся наблюдать остатки кровли кристаллических сланцев над гранитоидами, тоже часто констатируется присутствие в сланцах силлиманита.

Отметим, что главные минералы, входящие в состав сланцев, вероятно выделялись в нескольких генерациях; по крайней мере, это положение доказано для некоторых минералов кристаллических сланцев верховьев р. Баксана и Верхней Сванетии.

В тектоническом отношении для относительно высокометаморфизованных кристаллических сланцев и гнейсов характерна интенсивная дислоцированность. Они собраны в складки, большей частью крутые, а в некоторых случаях сланцы обладают вертикальным или почти вертикальным падением. Вообще величина углов падения редко спускается ниже  $30^\circ$ . Крупные складки кристаллических сланцев во многих местах осложнены вторичной мелкой складчатостью. Обычно простирание осей складок северо-западное, но в ряде участков установлены отклонения. Нередко отмечались разрывы (сбросы), но амплитуда перемещения большинства из них небольшая. Имеются основания предполагать одновременное возникновение разрывов в кристаллических сланцах, и некоторые из них образовались, вероятно, в связи с альпийскими движениями.

Почти для каждой области развития древнейших сланцев характерно обилие кварца, который наблюдается в виде прожилков, линз и жил; большую часть последние являются согласными, реже — секущими. Некоторые кварцевые жилы собраны в мелкие, но крутые складки, амплитуды которых измеряются сантиметрами и редко десятками сантиметров. Это — так называемая птигматитовая складчатость, чаще всего встречаемая в остатках кровли кристаллических сланцев, т. е. обычно в наиболее высоких частях горных областей.

$A_2$  — Второй (верхний) комплекс кристаллических сланцев. Из важнейших типов кристаллических сланцев второго комплекса упомянем: серицитовые, хлоритовые, хлорито-серицитовые, амфи-

боловые. Из других типов представляют интерес хлоритоидные, тальковые и графитсодержащие, до сих пор встреченные лишь в немногих участках Северного Кавказа.

Здесь, так же как и для первого комплекса сланцев, мы за недостатком места не можем останавливаться на петрографическом освещении каждого из типов, а лишь оттенить их главнейшие особенности.

Прежде всего результаты исследований вышеперечисленных типов сланцев отчетливо указывают на обилие таких гидроксилсодержащих минералов, как серицит и хлорит. Почти всегда наблюдается кварц, который сравнительно меньшее значение имеет в хлоритовых и роговообманковых разностях. Местами развиты амфиболы и изредка хлоритоиды. Кроме того, в некоторых участках присутствует полевой шпат — главным образом кислый плагиоклаз, тальк, биотит, эпидот, цоизит, клиноцоизит. Последние три встречаются, главным образом, в ассоциации с амфиболом и хлоритом. Гранат имеет локальное распространение. Тальк развит лишь в отдельных участках, графит встречается спорадически. Полевой шпат относительно редко находится в таких количествах, чтобы породе можно было называть гнейсом.

Особо следует подчеркнуть почти полное отсутствие высокотемпературных минералов (силлиманит и др.).

В общем, ассоциации минералов отчетливо свидетельствуют, что второй комплекс сланцев явно обладает меньшей степенью метаморфизма, чем первый.

В положении рассматриваемых сланцев характерно то, что они вообще расположены в большем удалении от тел древних гранитоидов, чем кристаллические сланцы первого комплекса. Что касается залегания, то оно сходно (или мало отличается) с залеганием первого комплекса сланцев.

Характерны также переходы одних типов в другие, и нередко наблюдается их перемежаемость.

### *О происхождении кристаллических сланцев Главного хребта*

Рассмотрев основные черты различных кристаллических сланцев, мы считаем целесообразным кратко остановиться на вопросе их происхождения. Прежде всего разберем природу первичного материала кристаллических сланцев (и гнейсов), а затем уже причины преобразования его в последние.

Проведенные С. П. Соловьевым (1088, 1093) для разрешения указанной проблемы специальные петрографические и химические исследования, в связи с геологическими, в том числе и детальным картированием некоторых участков кристаллических сланцев Главного хребта (верховья р. Баксана), показали следующее:

а) В преобладающем большинстве случаев в кристаллических сланцах отсутствуют реликтовые структуры, которые давали бы право говорить о возникновении сланцев за счет магматических пород. В тех редких случаях, когда удавалось обнаружить такие участки кристаллических сланцев (включая гнейсы и амфиболиты), в которых микроскопические исследования устанавливали ту или иную реликтовую структуру, то они занимали обычно ограниченную площадь и нередко залегали в виде секущих (иногда дайкообразных) тел по отношению к преобладающим обычным кристаллическим сланцам. Например, подобное расположение занн-

мают некоторые ортогнейсы в Приэльбрусском районе. Если же участки ортогнейсов (с хорошо выраженной очковой текстурой) залегают согласно с кристаллическими сланцами, то они с последними имеют часто резкие контакты. Кроме того, ортогнейсы, как правило, обнаруживают интенсивный катаклиз составных частей, псевдопорфировую структуру и пр., что не характерно для главной массы кристаллических сланцев.

б) Другая особенность большинства кристаллических сланцев заключается в перемежаемости разнообразных по составу сланцев и гнейсов, по крайней мере на некоторых участках. Соответствующими петрографическими исследованиями констатированы постепенные переходы одних разновидностей в другие, причем постепенные изменения можно иногда наблюдать как по вертикали, так и по простиранию.

с) В кристаллических сланцах Главного хребта в ряде участков установлены согласно залегающие с ними пачки мраморов, а в некоторых амфиболитах прослой и линзы эпидотового и эпидото-кальцитового материала.

д) Хотя химическое изучение сланцев проведено в сравнительно небольшой степени, все же накопившийся материал указывает на осадочную природу исследованных кристаллических сланцев. В большинстве из них наблюдаются: 1) преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$ ; 2) преобладание  $MgO$  над  $CaO$ ; 3) большое преобладание  $Al_2O_3$  над суммой щелочей и извести. В частности, количество  $Al_2O_3$  больше  $2(K_2O + Na_2O)$ .

Отмеченные химические особенности характерны для многих осадочных пород.

Если непосредственно сравнивать химические анализы кристаллических сланцев с анализами изверженных и осадочных пород<sup>1</sup>, то легко убедиться в том, что большинство кристаллических сланцев обладает осадочным характером. Это сопоставление, а также данные геологических и петрографических исследований дают право говорить о происхождении главной массы кристаллических сланцев за счет осадочного материала (глинистого, песчано-глинистого и известково-глинистого).

Какие же причины обусловили преобразование древнего комплекса пород (в основном имеющего первичную осадочную природу) в кристаллические сланцы?

Чтобы ответить обоснованно на поставленный вопрос, сделаем краткий анализ фактических данных.

Исследование разных частей Главного хребта указывает, что высокометаморфизованные типы кристаллических сланцев расположены, как правило, ближе к выходам кислых интрузий, и для всей совокупности этих пород характерно наличие таких типично контактовых минералов, как силлиманит, андалузит, гранат, местами дистен, ставролит и др., а в мраморах, встречающихся иногда в толщах упомянутых кристаллических сланцев, местами установлены везувианы, гранаты, пироксены, лучистые амфиболы и др.

Чтобы судить о распространенности некоторых из них, достаточно привести в качестве примера силлиманит. Он обнаружен на северном склоне Главного хребта в верховьях рр. Кубани (Г. П. Агалин, Т. М. Дембо, С. П. Соловьев), Баксана (С. П. Соловьев и др.), Черема (И. Г. Кузнецов, А. И. Левенко, С. П. Соловьев и др.), Череха (И. Г. Кузнецов и др.), Уруха

<sup>1</sup> Считая, что валовой химический состав породы при метаморфических процессах остается в общем существенно неизменным.

(М. И. Идриксон и др.)<sup>1</sup>. Изредка, в частности в районе верховьев р. Баксана, удается установить закономерность расположения рассматриваемого минерала, а именно — постепенное уменьшение количества силлиманита в кристаллических сланцах по мере удаления от тела древних гранитоидов. В некотором удалении от контакта силлиманит уже имеет второстепенное значение или совсем исчезает, а его место занимает андалузит, который, как известно, возникает в условиях более низких температур, чем силлиманит.

В отношении минералов, встречаемых в относительно слабо метаморфизованных кристаллических сланцах, которые, как уже говорилось, обычно дальше расположены от кровли тел древних гранитоидов, чем высокометаморфизованные сланцы, можно вообще указать, что их развитие шло в условиях относительно низких температур.

Указанный материал свидетельствует, что в процессе преобразования первичного материала в кристаллические сланцы, важнейшую роль играли древние кислые интрузии<sup>2</sup>, воздействие которых сопровождалось давлением.

Однако следует иметь в виду, что ход процесса преобразования первичного материала в кристаллические сланцы был длительным и сложным (многофазным), о чем свидетельствуют находки нескольких генераций одного и того же минерала (андалузита и др.) и факты замещения ранее возникших минералов другими. Вероятно, такой путь изменения в значительной мере был обусловлен сложным (пульсационным) характером воздействия древнего магматизма и наложением одних процессов метаморфизма на другие.

<sup>1</sup> На южном склоне силлиманит встречен в верховьях рр. Кодора (С. С. Кузнецов и его сотрудники, Г. Р. Чхотуа и др.), Ненские, Накры, Доары, Мульхры (Н. А. Голубев, С. С. Кузнецов, С. П. Соловьев, Н. Шония и др.).

<sup>2</sup> Правда, степень измененности первичного материала до видения древних гранитоидов остается по разным причинам неизвестной. Но для нас важно то, что исследования многих участков кристаллических сланцев Главного хребта обнаруживают те или иные следы контактового метаморфизма (в широком смысле слова).



*Глава пятая*  
**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ**

---

**ОБЩИЙ ОБЗОР**

Северный Кавказ в его географических границах представляет большое разнообразие форм тектоники, и отдельные его части обладают порой резко противоположными чертами: однообразное, почти горизонтальное положение третичных и меловых слоев на севере и резкая дислоцированность толщ на юге, типичная структура платформы в одном районе и напряженная складчатость и сложные глыбовые движения в другом.

При грубом подразделении можно выделить на Северном Кавказе пять областей, обладающих существенно различным строением, не считая того громадного пространства к северу от широтных долин рр. Кубани и Терека, где мощный чехол континентальных и морских послетретичных отложений скрывает состав и строение более древних толщ. Из числа этих областей особо выделяется Ставропольское плато и окаймляющие его с юга Кубанская и Терская депрессии, где все сравнительно просто и ясно. Третичные слои образуют там обширные пологие складки с очень малыми углами наклона или такие же моноклинали, и к тому же на больших площадях, скрыты под более молодыми континентальными отложениями.

Ставропольское плато играло в истории горного Кавказа немаловажную роль. Так, имеется основание думать, что в нижнемеловую эпоху здесь поднималась суша, размыв которой дал тот терригенный материал, который послужил для образования мощных толщ песчаников нижнего мела. Что происходило в этой области в верхнемеловое время, мы не знаем; верхний мел, если он и отлагался здесь, скрыт глубоко под толщей третичных слоев, не пройденных на всю толщину ни одной буровой. Но палеогеновые слои уже выступают на южной окраине плато, указывая тем самым на погружение глыбы в это время под уровень моря. Неглубокое море заливало эту часть Кавказа и в течение всего миоцена, но иногда, в связи с незначительными колебаниями глыбы, оно, может быть, оставляло ее на короткие сроки, например, в начале чокракского века.

В конце среднего сармата глыба вновь начала явно подниматься и принимать наклонное положение к северу, в связи с чем осадки верхнего сармата, мэтгиса и понта мы находим только по ее северной периферии. К началу плиоцена глыба поднялась уже настолько, что море совсем оставило ее пределы, и только на севере, по долинам Манычей, остался неширокий и мелкий пролив, по которому существовало затрудненное сообщение между Понтом и Каспием, в настоящее время прерванное окончательно.

Мы не знаем, как построено глубокое основание Ставропольской глыбы, сложено ли оно древними гранитами, как продолжением Украинской кристаллической полосы, или построено складчатыми толщами верх-

него палеозоя и нижнего мезозоя, как продолжением складок Мангышлака.

Обращаясь к складчатому Кавказу, мы найдем там, несмотря на значительное разнообразие тектонических форм в различных его областях, более или менее одинаковый тип общей тектоники. Характерным является здесь отсутствие альпийских тектонических форм, а именно — нет ни лежащих складок, ни покровных структур. Почти все ограничивается тут складчатостью и продольными разрывами то более, то менее крутыми, и сдвиганием отдельных глыб друг на друга. Иногда такие перемещения глыб имеют характер нормальных сбросов, чаще же мы имеем крутые надвиги (взбросы). В большинстве случаев перемещения глыб направлены с севера на юг, но зачастую они идут и с юга на север. Таким образом, общий тип тектоники здесь «германотипный».

Большой Кавказ, повидимому, не входит в главную ветвь Тетиса и возник в самостоятельной боковой геосинклинали, как это полагали Р. Штауб (1354), Вильзер (1363), Зейдлиц (1344) и др. Такому характеру геосинклинали вполне соответствует и литологический характер осадочных толщ, широкое развитие флишевых серий и германотипные формы тектоники.

Эта боковая геосинклинали возникла, вероятно, у края Русской кристаллической плиты еще в докембрийское время, и в ней происходило накопление осадков, о чем свидетельствуют кембрийские и силурийские отложения, найденные к югу от Кисловодска и в бассейне р. Б. Лабы. Возможно, что вначале этот морской бассейн состоял на западе из нескольких более или менее параллельных ветвей, разделенных выступами древнего ложа и впоследствии живших каждая своей жизнью. Следами таких переторжок являются, во-первых, древние граниты и кристаллические сланцы осевой части Главного хребта, во-вторых, граниты Дзирульского массива и, в-третьих, — древние породы Сомхетни. Первая, самая северная и в то же время наиболее широкая ветвь моря и была той, в которой впоследствии вырос Главный хребет и его северный склон с их типичными нормально морскими толщами. Можно полагать, что временами, в периоды наиболее значительных трансгрессий, таких, например, как нижеюрская или верхнемеловая, переторжки эти исчезали под волнами моря, и соседние бассейны обладали тогда схожим режимом и накапливали более или менее одинаковые осадочные толщи.

На протяжении почти всей цепи Кавказа, достигающей 1000 км в длину, резко бросается в глаза участок, отмеченный развитием нижне- и верхнепалеозойских толщ и отложениями триаса. Это — палео-Кавказ, если можно так его назвать. Он протягивается сравнительно узкой полосой вдоль северного склона примерно от верховий р. Белой на западе до р. Чомам или даже до р. Терек на востоке. Здесь прекрасно видно, как давно началось сооружение Кавказского хребта. Если не считать тех докембрийских дислокаций, которые произошли, может быть, еще до образования кавказского прогиба, мы видим здесь яркие следы палеозойских движений, показывающие, что к концу варисской эры диастрофизма здесь поднимался и подвергался размыву высокий складчатый хребет, который позднее был сивеллирован, снова погрузился под уровень океана и был несогласно перекрыт более молодыми осадками.

Имеются указания на то, что этот участок земной коры уже в палеозое был разбит на отдельные частные глыбы, вытянутые в северо-западном, общем для Большого Кавказа, направлении, которые различным образом перемещались одна относительно другой. В результате этого на одних

глыбах на верхнем палеозое лежат одни ярусы триаса, на других — другие или же прямо юрские толщи, а сам верхний палеозой в различных местах разными ярусами ложится на те или другие члены нижнепалеозойских отложений или даже на докембрий (982). Такую пестроту сложения можно предполагать на значительной глубине и под толщей юных осадков. Бурение под Кисловодском показало, что титон лежит там непосредственно на докембрийских образованиях, а по ксенолитам в пятигорских лакколитах можно судить о том, что и там осадки мела и верхней юры подстилаются, повидимому непосредственно, тоже докембрийскими толщами.

В пределах палео-Кавказа отчетливо видны два типа тектоники: один характеризует древние толщи палеозоя, другой захватывает верхнеюрские и более молодые породы. В первом типе мы имеем довольно интенсивную, весьма часто опрокинутую, преимущественно на юго-запад или на юг, складчатость, а второй дает начало или спокойным пологим складкам или — что чаще — вызывает пологое моноклинальное падение к северо-востоку под углом, почти никогда не достигающим даже 15°. Ко времени позднемезозойских и, тем более, третичных складкообразовательных движений древние толщи докембрия и палеозоя, в результате ряда более ранних фаз диастрофизма, образовали здесь уже настолько жесткую массу, что она не только сама оказалась не в состоянии собраться в новые складки, но помешала в этом и более юным, покрывающим ее толщам, допустив в них только пологую волнистость или простой односторонний наклон. Новые усилия позднемезозойских и третичных фаз диастрофизма смогли лишь или оживить старые разломы и сбросы или вызвать образование новых и обусловили дифференциальное перемещение отдельных глыб.

Вне пределов палео-Кавказа древнее основание, сложенное докембрием и палеозоем, выступает, не считая области Главного водораздела, лишь местами на небольших пространствах, как, например, по р. Ардону в Кассарском ущелье, в долине р. Фиак-дона выше сел. Харисджин, по р. Тереку в Дарьяльской теснине. Большею же частью это жесткое основание уходит, видимо, на большую глубину и не мешает верхним толщам свободно собираться в складки, в соответствии с их мощностью и с действовавшими на них усилиями. Мы видим, что в Северо-Западном Кавказе, к западу от р. Белой, юрские, меловые и третичные отложения собраны в ряд складок, нередко крутых и опрокинутых, а иногда пережатых и диапировых, и такая складчатость в виде брахискладок и куполов уходит далеко на север, до берегов р. Кубани.

Особенно интенсивно складкообразовательные движения очень поздних фаз сказываются на пластических третичных осадках Кубанского нефтеносного района, где обычными являются крутые пережатые складки с диапировым ядром и где далеко нередки также и разрывы и небольшие надвиги. Более жесткие массы мела и юры, с их мощными толщами известняков и песчаников, дают уже более значительные формы тектонических нарушений в виде крутых складок, также часто обнаруживающих склонность к опрокидыванию.

К востоку от р. Чегема вместе с углублением жесткой постели постепенно начинает развиваться складчатость в мезозойских и третичных толщах. Пологая и спокойная в долинах обоих Череков, она чем дальше к востоку, тем становится интенсивнее, и уже на Военно-Грузинской дороге и по р. Ассе (951, 952) мы видим довольно крутые, часто разорванные складки с перемещенными крыльями. Очень хорошо и ярко разви-

вается этот тип складчатости дальше к востоку, в бассейне р. Аргуна и в Нагорном Дагестане, где широко развиты пластические массы средне- и нижнеюрских глинистых сланцев. В Дагестане мы видим местами широкое развитие коробчатых складок с широким и довольно плоским оводом, частью с более крутым, иногда даже с опрокинутым южным крылом. Во внутренних же частях Дагестана местами преобладают крутые, острые складки, нередко опрокинутые на юг.

Здесь, в восточной части Северного Кавказа следует остановиться на одном характерном именно для него явлении, несколько лет назад вызвавшем даже горячие споры. Речь идет о ненормальном налегании нижнетретичных толщ на меловой субстрат, отмеченном почти на всем пространстве от г. Дзауджикау (Владикавказ) до Дербента, и о многочисленных «послеэрозионных чешуях», характеризующих пограничные горизонты майкопских и фораминиферовых отложений вблизи так называемого Дагестанского мелового клина в обе стороны от р. Сулака (349, 1159, 1165, 1169, 1231, 1233). Установленные Н. С. Шатским и позже В. А. Дольским в восточной части Черных гор эти явления были истолкованы ими первоначально как тектонические надвиги и чешуи. Это объяснение получило в 1930—1931 гг. горячую поддержку со стороны Н. Ю. Успенской, позже выступившей с не менее горячим их отрицанием.

Последующие детальные исследования в бассейне р. Уллу-чай, в районе куполов Эльдама и Кукурт, в Буйнакском районе и в других местах Дагестана показали, что палеогеновые толщи налегают на верхний мел трансгрессивно, причем мел иногда (купол Эльдама) перекрывается прямо майкопскими глинами, а иногда на мелу залегают верхние горизонты фораминиферовой толщи. Вместе с тем эти исследования привели к отрицанию и «чешуйчатой структуры», которую в районе р. Сулака предполагал Н. С. Шатский. В настоящее время часть этих явлений объясняется фациальной изменчивостью свит, в особенности майкопских глин, часть — несогласным и ингрессивным залеганием различных горизонтов палеогена и стратиграфическими перекрытиями, а часть, наконец, подводными оползнями.

На востоке Кавказа есть еще одна область, заслуживающая особого упоминания. Это — Терский и Сунженский хребты. Выдвинутые далеко на север, они отличаются весьма напряженной складчатостью, сопровождаемой разрывами по относительно пологим поверхностям, наклоненным то на север, то на юг, и с соответственным, иногда довольно значительным, перекрытием то северного, то южного крыла складок. Здесь мы имеем яркий пример свободного (двустороннего) развития складчатых форм в пластических песчано-глинистых толщах, приводящего к возникновению сложных структур веерообразного типа. В данном случае это свободное развитие определялось наличием смежных депрессий, Сунженской на юге и Терско-Кумской на севере.

На западе Северного Кавказа в его состав входит незначительный участок второй, более южной геосинклинали, именно район южного склона Главного хребта вдоль Черноморского побережья. Здесь, в сущности, мы имеем две области: одну на юге, сложенную нормальными осадками, отложившимися в неглубоком море в краевой части прогиба, и другую, сменяющую первую близ Сочи, в которой осадки, приобретая характер флишевых толщ, отлагались, видимо, гораздо ближе к центральным частям прогиба. Отсылая за характеристикой тектоники первой области к соответственным частям т. X «Геологии СССР», мы остановимся в двух словах на тектонических формах второй области. Эти формы характери-

зуются достаточно большой интенсивностью, крутыми и острыми складками, усложненными складчатостью более высоких порядков и опрокинутыми на юго-запад, в сторону Черного моря, и довольно частыми разрывами, с перемещением отдельных глыб с севера на юг в сторону депрессии.

Соприжение этих двух областей (зон) с фациально-различным составом отложений и с различными типами тектонических структур происходит, очевидно, по крупному тектоническому раздому (идзигу) северо-западного простираения, вдоль которого перекрыта промежуточная область. Эта тектоническая линия выходит на берег Черного моря несколько севернее Сочи, а к юго-востоку она приближается к восточным частям Главного хребта и выходит к верхнему течению р. Ингура.

Перейдем теперь к последовательному обзору главных этапов формирования Большого Кавказа.

Исследования последних двух десятилетий показали совершенно ясно, что горное сооружение Большого Кавказа сформировалось не в один, а в целый ряд этапов, имеющих далеко неодинаковое значение. Весьма серьезные, типично складкообразовательные движения пережило уже и то кристаллическое основание, которое является фундаментом всего кавказского сооружения, причем оно пережило их, возможно, еще до образования кавказского прогиба и до его отделения от общей Южнорусской кристаллической плиты. С этими докембрийскими движениями связано превращение прежних по преимуществу осадочных пород в кристаллические сланцы.

Есть основание думать, что докембрийские толщи Северного Кавказа распадаются на два отдела, из коих более молодой отличается заметно менее глубоким метаморфизмом, никогда не доводящим породы до образования настоящих гнейсов. Возможно даже, что эти два отдела разделены особой складкообразовательной фазой. Если это правильно, то в древнейшей эре диастрофизма мы должны предполагать на Северном Кавказе по крайней мере две крупные фазы, причем с одной из них, может быть, надлежит связывать интрузию древних «белых» гранитов, слагающих громадные массивы центральной части хребта. Вместе с тем следует указать, что в 1941 г. Г. М. Ефремов выступил в печати (480) с гипотезой, согласно которой кристаллические сланцы Северного Кавказа являются породами нижнепалеозойского возраста, метаморфизованными под влиянием раннекаледонских интрузий. Последующий региональный метаморфизм превратил эти породы в кристаллические сланцы, а интрузии — в ортогнейсы.

Контактовое воздействие докембрийской (по А. П. Герасимову) гранитной интрузии на кристаллические сланцы оказалось, в силу их устойчивого химико-минералогического состава, в общем не очень значительным, но все же местами образовались здесь целые полосы с гранатами, силлиманитом и андалузитом в крупных, хорошо образованных кристаллах, а в некоторых случаях отмечаются ороговлевшие многих толщ и возникновение рудных и безрудных скарнов за счет древних известняков, перешедших в мраморы (ущелье Безинги). Повидимому с разрушением, главным образом, этих именно гранитов связано образование тех древних (нижнепермские конгломераты) и позднейших золотых россыпей, которые в течение последних 15 лет привлекли к себе внимание в целом ряде поперечных долин Северного Кавказа, от р. Лабы до р. Фиаг-дона.

Нижний палеозой расчленен на Северном Кавказе еще далеко несовершенен. Мы знаем лишь небольшую область развития верхнего силура и, может быть, нижнего девона, затем область, сложенную средним

или верхним девоном, и имеем только слабые указания на существование здесь кембрия. Мы нигде до сих пор не могли изучить отношение толщ, определяемых как нижний и средний палеозой, к тем образованиям, которые мы причисляем к верхнему отделу докембрия. Поэтому нельзя говорить сколько-нибудь уверенно о роли на Кавказе каледонских дислокаций. Можно лишь предполагать отсутствие здесь позднекаледонской (эрийской) фазы, так как верхний силур, повидимому, вполне согласен переходит в мощную свиту глинистых сланцев, часть которых следует относить, несомненно, к девону. С каледонскими фазами дислокаций была связана и вулканическая деятельность. Соответствующие породы приурочены к нижней и верхней метаморфическим свитам и представлены сильно рассланцованными и частью огнейсованными гранитами, кварцевыми порфирами и порфиритами, затем породами, близкими к сиенитам, а также и основными породами, до серпентинитов включительно. Имеются здесь, повидимому, и метаморфизованные вулканические туфы (В. Н. Робинсон, 195; Г. М. Ефремов, 481).

Барисские фазы диастрофизма известны значительно лучше, чем каледонские. Исследования периода 1935—1941 гг. дали В. Н. Робинсону основание устанавливать перерывы пород визейским и намюрским ярусами в нижнем карбоне, а также перед средним карбоном. Первые два перерыва были связаны, повидимому, со слабыми фазами тектонических движений, перерыв же перед средним карбоном, соответствующий судетской фазе, играет в области Большого Кавказа очень существенную роль. Показателем этого является то, что среднекарбоновые толщи (вестфальский ярус) залегают несогласно на разных горизонтах более древних отложений и заключают в нижних своих горизонтах типичный базальный конгломерат. Гораздо менее интенсивными были тектонические фазы, проявившиеся на границе карбона и перми и во время самой перми.

С движениями различных фаз варисской эры связано интенсивное проявление вулканической энергии, сказавшееся как в девонское, так и в карбоновое и нижнепермское время в излияниях лавы и выбросах туфового материала кварцевых порфиров, порфиритов, диабазов (спилитов) и т. п. Туфовые отложения образуют местами мощные толщи. Помимо аффузивной, с этими же фазами была связана также мощная интрузивная деятельность, особенно ярко проявившаяся, повидимому, в судетскую фазу. К этому именно времени нужно относить большую часть серпентинитовых и вообще ультраосновных интрузий Северного Кавказа, затем габбро-диориты и диориты Кяфара, Маруха и др., далее сненито-диориты (монциты) мастаканского типа и, наконец, так называемые красные граниты, в том числе, повидимому, и граниты Малки (В. Н. Робинсон, 195). Правда, для красных гранитов и особенно для гранитов Малки принадлежность к этому этапу не вполне доказана, но представляется наиболее вероятной. Таким образом, мы связываем сейчас с судетской фазой сложный комплекс интрузий, от ультраосновных до кислых, в котором более кислые интрузии последовательно моложе более основных.

Промышленное значение оруденения, сопутствующего этому комплексу интрузий, установлено еще не полностью, и требуются дальнейшие исследования. Пока мы знаем лишь небольшие месторождения волюкнистого асбеста, связанные с ультраосновными породами, затем не очень крупные сульфидные и магнетитовые рудопроявления и, наконец, золото, наиболее богато представленное, повидимому, в генетической связи с малкинским гранитом.

К более поздним этапам этого же вулканического комплекса нужно относить, возможно, те кварцевые кератофиры (гранитпорфиры), которые в виде многочисленных секущих даек, порой очень крупных, известны среди различных толщ в верховьях р. Кубани и с которыми иногда связывают (И. Г. Кузнецов, 668) свинцово-цинковое месторождение Эль-Борус.

После судетской фазы более значительную роль играла верхнекарбовая (предпермская, астурийская?) фаза складкообразования. На это указывает состав верхнекарбовых и нижнепермских отложений, изобилующих крупнообломочными конгломератами. Так называемая красноватая толща нижнепермского возраста состоит преимущественно из мощных масс конгломератов, свидетельствующих об интенсивном размыве каких-то только что выдвинутых участков земной коры. Залегание этой толщи явно трансгрессивное на различных отделах более древних отложений, и местами она дислоцирована значительно слабее, чем продуктивный карбон. Сама она в главной области своего развития вполне согласна и без перерыва покрывается известняковыми толщами нижних триасов верхней перми, и только в зоне Передового хребта отмечается трансгрессивное положение последних непосредственно на отложениях продуктивного карбона.

Значительная фаза складкообразовательных движений, соответствующая пфальцской фазе Штилле, проявилась на Северном Кавказе перед триасом. В связи с этим нижнетриасовые отложения, имеющие местами в основании базальный конгломерат, лежат трансгрессивно, притом иногда непосредственно на толщах гораздо более древних, чем пермские породы. Повидимому с этой именно фазой движений нужно связывать возникновение сложного интрузивного комплекса Ятыргварты, в котором ясно представлен весь боуэновский ряд, от основных габбро черед габбро-диориты, монцониты и гранодиориты к гранитам (Л. А. Вardanянц, 193; В. А. Затоковенко, 514, 514а, 515). Рудный ореол этих интрузий изучен еще недостаточно, но все же намечается связь с гранитами редкометаллового оруденения.

Во многих местах развития триасовых отложений отмечается трансгрессивное положение карнийских слоев. Так, на горе Ятыргварте они последовательно перекрывают все ярусы нижнего триаса; в хр. Малом Бамбаке они на коротком расстоянии ложатся последовательно на скифские, анизийские и ладинские осадки; к западу от горы Ачешбок известняковый конгломерат налегает на ладинские отложения, а ближе к горе Тхач согласно переходит в последние. «Такое разнообразие условий налегания карнийских слоев, а также довольно частые изменения их фаций можно объяснить только наличием предшествовавших отложению их тектонических движений, видимо, имевших характер слабых орогенических... Если это так, то, следовательно, на грани ладинской и карнийской эпох существовала орогенная фаза» (В. Н. Робинсон). Эта фаза еще раньше была названа А. П. Герасимовым лабинской фазой, причем была отнесена к варисскому циклу складкообразования. В настоящее время более правильным было бы отнести лабинскую фазу к совокупности верхнетриасовых и нижнеюрских складкообразовательных фаз и выделить их на Северном Кавказе как самостоятельную нижнекимерийскую эру диастрофизма.

Северный Кавказ дает сейчас достаточно материала для суждения о распространении и роли тех фаз складкообразования, которые проявились на грани триаса и юры и в лейасе. Так, в северо-западной части

Главного хребта начало юрского периода характеризуется такими осадками, которые указывают на значительную трансгрессию моря, причем отложениям лейаса, залегающим несогласно на всех более древних отложениях, действительно предшествовали тектонические движения. Несогласное положение нижнеюрских толщ на более древних образованиях установлено на Кавказе повсеместно. Связывать это нужно, главным образом, именно с предлейасовой фазой движений, обусловившей смыв мощных толщ более древних (в том числе и триасовых) осадков, но в некоторых местах такое несогласие могло быть обусловлено и более ранними движениями, вызвавшими подъем сртаны и ее продолжительное пребывание в условиях континентального рельефа.

В период отложения нижнеюрских толщ на Северном Кавказе установлена еще одна фаза движений, не предусмотренная у Штилле и установленная впервые, по видимому, на Кавказе. Она была названа А. П. Герасимовым донецкой, так как первые намеки на ее существование были установлены уже давно А. А. Борисяком в Донецком бассейне. На Северном Кавказе эта фаза проявилась на грани среднего и верхнего лейаса и с ней в ряде мест связано трансгрессивное и несогласное залегание ааленских слоев на более древних горизонтах лейаса. По более новым данным (Г. П. Агалин, 5; Г. Е. Пилюченко, 816, 817 и др.), эта фаза разделяется, по видимому, на две самостоятельных: предтоарскую и пред-ааленскую. Характерной особенностью первой из них является энергичная вулканическая деятельность, проявившаяся на всем почти протяжении от Туансе до истоков р. Алазани и обусловившая образование многочисленных небольших интрузий, излиятий лав и выбросов туфов, по составу от липаритов до базальтов. Главный Кавказ представлял в это время цепь вулканов, во многом сходную с цепью, существовавшей здесь в плиоцене и постплиоцене (Л. А. Варданянц, 199).

После продолжительного покоя интенсивные движения земной коры возобновились в конце батского века и частью в келловее. Эта фаза диастрофизма, названная А. П. Герасимовым чеграмской, а теперь именуемая адыгейской, ярко проявляется повсюду, где выступают келловейские слои, и выражена в несогласном и трансгрессивном залегании келловей на более древних образованиях, до докембрийских включительно. Движения этой фазы были, безусловно, складкообразовательными и имели различную и быстро меняющуюся интенсивность, так как в одних местах они сказались лишь в смене фаций, а в других привели к резкому несогласию. При этом трансгрессия моря в некоторых случаях (Минераловодский район) наступала не в келловее, а значительно позже. Значение предкелловейской фазы движений было установлено в полной мере лишь в 1935—1940 гг., и сейчас эта фаза выдвинулась на одно из первых мест в послепалеозойской истории Кавказа.

Значительно меньшую интенсивность имела на Северном Кавказе кимериджская (предтитонская, апдийская) фаза, лишь в редких случаях достигавшая той степени, которая сопровождается значительным складкообразованием. Все же в ряде случаев наблюдается трансгрессивное положение титона на более древних образованиях, затем отмечается широкое распространение брекчий и конгломератов, а также смена фаций, указывающих на большую, чем раньше, мелководность титонского моря, превращавшегося местами в лагуны или заливы с характерными осадками (доломиты, гипсы, сера).

Не вполне установлено на Северном Кавказе значение той фазы, признаки которой были установлены Л. А. Варданянцем (178, 201) в Осетии



на грани оксфорда и лужитана. Повидимому, эта фаза, игравшая значительную роль в Крыму, на Северном Кавказе имела лишь локальное проявление.

Совокупность тектонических фаз, имевших место во время верхней юры, сыграла в истории развития Кавказа очень видную роль, и поэтому является вполне резонным выделение их в самостоятельную верхнеюр-мерийскую эру диастрофизма. В состав таковой можно было бы включить также и ту фазу, которая проявилась в северо-западной части Большого Кавказа на грани титона и валанжина. Все эти фазы, повидимому, не сопровождались на Северном Кавказе пробуждением вулканической энергии, во всяком случае подобного рода факты еще неизвестны, но не исключена возможность (по аналогии с Абхазией), что часть неоинтрузий Большого Кавказа окажется этого, именно, возраста.

В меловое время мы знаем пока только одну, предсеноманскую (австрийскую) фазу тектонических движений, с которой в районе Сочи связано отсутствие низов сеномана и несогласное положение верхнемеловых осадков на альбских слоях, а также накопление вулканогенного материала в виде туфов и туффитов в отложениях, соответствующих верхнему сеноману. С этой же фазой движений нужно связывать также туронскую трансгрессию, отмечаемую по всему Кавказу. Что касается предсеноманской (субгерцинской) фазы, то слабые признаки ее существования отмечаются только в юго-восточной части Большого Кавказа.

Не вполне ясна роль на Северном Кавказе ларамийской фазы, отмеченной в других странах на грани мезо- и кайнозоя. У нас можно указать лишь немного пунктов, где вполне ясно проявляется складкообразовательный характер этих движений, а именно район Минеральных Вод, где нижнеэоценовые слои лежат местами несогласно (?) на слоях кампанского яруса, отделяясь от них базальным конгломератом, затем, район сел. Маджалис в Дагестане, где нижнетретичные слои несогласно перекрывают отложения датского яруса и, наконец, Кубанскую нефтеносную область.

Следующая фаза движений — пиренейская, приуроченная к верхам эоцена, на Северном Кавказе проявляется лишь кое-где и выражается трансгрессивным положением майкопа на эоценовых слоях.

До самого последнего времени этим двум фазам не придавали в Большом Кавказе большого значения, но сейчас намечается тенденция выделить их в качестве особой эры диастрофизма, с которой связано формирование складчатых зон в мезозойских отложениях в северо-западной части Кавказа, в Дагестане и других местах.

В области Северного Кавказа мы не знаем ясных проявлений ни преднижнемиоценовых (савских), ни предсреднемиоценовых (штирийских) складкообразовательных движений. Можно указать лишь трансгрессивное положение чокракских отложений, отмечаемое в некоторых пунктах Кубанской нефтеносной области, широкую трансгрессию караганских слоев и частую смену фаций в вертикальном разрезе последних, особенно отчетливую в Терском хребте.

Но уже совсем иначе обстоит здесь дело с послеверхнесарматской (предэотической, аттической) фазой движений, которая открывает на Северном Кавказе новую, мио-плиоценовую (альпийскую) эпоху интенсивного складкообразования и тектонических движений. Вполне установлено широко распространенное несогласие эоценов и верхнего сармата; почти везде отмечается трансгрессивное и несогласное налегание понта на эотические осадки; ближе к горному хребту наблюдается рез-

кая смена фаций и появление (местами уже в верхнем сармате) грубо-обломочных отложений. Можно считать установленным, что предмэотическая фаза была тем поворотным пунктом, на котором в области Большого Кавказа преобладание морского режима и накопление осадков сменились преобладанием континентального режима и размывом ранее накопленных толщ отложений.

Следующая за предмэотической и предпонтической предакчагыльская фаза складкообразования, являющаяся, пожалуй, наиболее интенсивной в течение мио-плиоцена, проявилась, конечно, во всем Большом Кавказе, но по условиям стратиграфической исследованности всей этой области она изучена лучше в области развития каспийских отложений. С этой фазой связано не только трансгрессивное и несогласное положение акчагыльских слоев, но и широко разнернувшиеся вулканические процессы, ярким следом которых являются многочисленные прослои вулканических пеплов среди акчагыльских отложений.

За предакчагыльской фазой последовали предапшеронская (роданская или ронская) и предбакинская (валашская) фазы тектонических движений, из которых первая проявилась на Северном Кавказе далеко не повсеместно и в общем не очень сильно, вторая же отмечается повсеместно и, по своему значению и интенсивности, в ряде случаев мало чем уступает предакчагыльской фазе.

Все эти послесарматские фазы, проявления которых имели место и в послебакинское время, вызвали складкообразование преимущественно только по периферии горной области, во внутренней же ее части они привели, главным образом, к возникновению продольных разрывов частью по старым, частью по новым направлениям и к значительным радиальным перемещениям отдельных глыб, происходившим также и в послебакинское время. Общая совокупность послебакинских дислокаций настолько значительна, что ее сейчас склонны выделять в особую послебакинскую (верхнечетвертичную, Л. А. Варданянц, 194) оргеническую фазу. С нею именно нужно связывать формирование Алазанской депрессии и горстообразное поднятие осевой части Центрального Кавказа (Л. А. Варданянц, 194). Наконец, нередкие на Кавказе землетрясения убедительно свидетельствуют, что равновесие горных масс в этой области еще далеко не достигнуто.

С эпохой послесарматских движений связано также и интенсивное пробуждение вулканической деятельности, преимущественно в акчагыле и апшероне, обусловившей создание таких вулканических исполин, как Эльбрус и Казбек, и таких обширных вулканических центров, как Чегемский район и окрестности Нальчика. К этому же периоду времени относятся и интрузивные массы лакколитов окрестностей Пятигорска и часть тех, с каждым годом умножающихся «неоинтрузий» кислой магмы, которые играют столь крупную роль в металлогении Большого Кавказа.

Яркое проявление верхнетретичных фаз диастрофизма уже давно обратило на себя внимание и дало основание всю структуру современного Большого Кавказа считать по возрасту третичной, главным образом мио-плиоценовой. Так думал, например, Г. Абих, так полагали в эпоху 1925—1935 гг., повидимому, И. Г. Кузнецов и В. П. Ренгартен, а также А. П. Герасимов и многие другие. Л. А. Варданянц, первоначально также считавший структуру Кавказа третичной, разделял ее на три крупных этапа, относя образование веера основных (глубинных) складок к мио-плиоцену и привязывая возникновение разрывов, горстов, грабенов и чешуйчатых надвигов к более молодым движениям позднего плиоцена и

послетретичного времени. Но в период 1935—1940 гг. более детальная разработка вопроса о числе и о роли юрских фаз диастрофизма побудила пересмотреть также вопрос о последовательности развития и о возрасте как для общей структуры Большого Кавказа, так и для отдельных крупных ее элементов. В более ясной и конкретной форме эти новые идеи пока высказаны только в небольших работах Л. А. Варданянца (205, 206). Подчеркивая большое значение предкелловейской фазы диастрофизма, а также и фаз верхнелейасовых, сначала далеко не оцененных в нужной мере, он полагает, что основные складчатые формы Большого Кавказа были заложены и получили свое общее оформление главным образом в предкелловейское время, но частью еще и в лейасе; с неогеновым же диастрофизмом он связывает сейчас только усложнение этой складчатой структуры, возникновение разрывов и чешуйчатых надвигов, а также складчатость в мезо-кайнозойских отложениях, опоясывающую систему Большого Кавказа почти на всем его протяжении.

Вместе с изменением точек зрения на возраст основных структур Большого Кавказа был поставлен, но еще не решен окончательно, также вопрос о возрасте неонитрузий, часть которых нужно будет отнести, может быть, к юрскому времени.

Несколько иная, чем у Л. А. Варданянца, точка зрения была высказана в последние годы В. В. Белоусовым (80, 85, 86), изучавшим распределение на Кавказе фаций и мощностей осадочных образований. По его схеме общий план геотектонического развития Кавказа, начиная с верхней юры и до миоцена, оставался единым. Вдоль всей перевальной части Главного хребта и прилегающих частей его склонов располагалась довольно широкая зона с постоянной тенденцией к погружению (Главная геосинклиналь), к северу от которой находилась зона геоантиклинального типа с умеренными мощностями осадков. Еще севернее, вдоль северного склона, вытягивалась вторая зона погружения со значительными толщами осадков (Северокавказская геосинклиналь), за которой к северу располагалась новая область с тенденцией к поднятию. Этот общий план сохранялся в течение верхней юры, мелового периода и палеогена, но в начале миоцена наступает инверсия. Главная геосинклиналь превращается в область поднятия и размыта, в геоантиклиналь, и обнаруживает стремление к последовательному распространению геоантиклинальных тенденций на все большую площадь. Таким образом, по схеме В. В. Белоусова, главный этап диастрофизма, определивший характер основных структур Большого Кавказа, относится к миоцену, а не к юре.

В заключение остановимся в двух словах на вопросе о том, какова же общая структура Большого Кавказа. В самых общих и кратких чертах эту структуру, следуя выводам Л. А. Варданянца (205, 206, 224), подтвержденным позже М. М. Тетяевым (1136), можно представить себе в виде сложного веерообразного антиклинория, возникшего во время юры и состоящего из ряда крупных складок с ядрами из древних пород. Эти складки обычно срезаны косо разрывами, относящимися в большинстве к типу нормальных сбросов или крутых надвигов, и, будучи разделены синклинальными зонами с более молодыми породами, имеют облик продольных горстовых поднятий. Движение масс на северном крыле антиклинория направлено частью на север, частью на юг, а на южном крыле, имеющем в общем более сложное тектоническое строение, исключительно на юг. В третичное время по периферии этого антиклинория дважды (в эоцене и в мио-плиоцене) возникло кольцо складчатых структур в мезозойских и кайнозойских отложениях. Внутренняя часть антикли-

нория испытывала в это время главным образом сводообразное поднятие, осложненное серией продольных разрывов с дифференциальными радиальными движениями заключенных между ними продольных глыб. Схема эта имеет внешнее сходство со схемой Е. Фурнье, появившейся в конце прошлого столетия и пользовавшейся некоторое время общим признанием.

### СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Первая схема структурных зон Кавказа, основанная на достоверных данных, полученных после 1917 г., была составлена В. П. Ренгартеном в 1926 г., и с небольшими изменениями она была повторена им в 1928 и 1937 гг. (961, 945, 959, 977, 1332, 1333). В этой схеме автор стремился отразить совокупное воздействие различных факторов. В некоторых случаях зоны, выделенные по условиям накопления осадков, по геоморфологическим признакам и по структурным особенностям, при наложении дали хорошее совпадение границ. В других случаях получилось расхождение, и автор при установлении своих зон отдавал предпочтение тому, то другому признаку.

В схеме В. П. Ренгартена не выделены некоторые чрезвычайно характерные структурные элементы Кавказа, а именно, северо-кавказская моноклиналь, зона горстового поднятия Главного Кавказского хребта.

Иначе была построена схема структурно-тектонического районирования Кавказа, составленная в 1933 г. Л. А. Варданянцем (219), в основу которой положен только характер взламывания земной коры во время последних орогенических фаз, имевших место в плиоцене и постплиоцене.

В основу схемы, предлагаемой вниманию читателей в данной статье, положены те же признаки. Во-первых, эта схема, как и первая, дает районирование Кавказа только для последних фаз его тектонического развития (плиоцен и постплиоцен), будучи в силу их сближенности как бы одномоментной, и ни в коем случае не претендует на то, чтобы дать полную картину истории развития всех структур Кавказской горной системы. Это вполне понятно, так как в пределах Кавказа, формировавшегося в несколько приемов, имеются участки с резко различным строением. В одних случаях более или менее мощный покров молодых отложений залегает спокойно или слабо нарушено, перекрывая несогласно более древние структуры, в других же случаях он взломан вместе с подстилающим его субстратом, и подвергся интенсивным складчатым и глыбовым дислокациям. При этом более молодые структуры зачастую значительно отличаются от более древних и наложены на них дискордантно. Дополнительные осложнения возникают в связи с тем, что зона изображения всей структурной характеристики горной системы в виде где она находилась ранее. В силу всего этого является невозможным наиболее интенсивных дислокаций молодых фаз располагается не там, одной схемы, не нарушая при этом принципов исторического анализа. Наиболее целесообразным должно быть составление последовательной, от фазы к фазе, серии структурных планов, которые в общем их сочетании дали бы, подобно кадрам киноленты, всю динамику процесса в исторической последовательности. Вместе с тем каждый из таких планов можно понимать как структурное районирование, соответствующее некоторому данному моменту.

Во вторых, в основу схемы при выделении структурных зон и районов положен только характер взламывания земной коры, т. е. чисто структур-

ный признак. Вместе с тем под структурной зоной и районом понимается такой участок, который характеризуется однородными дислокациями, притом одного возраста. Необходимость такого подхода определяется тем, что зоны одинаковых или сходных фаций отложений и геоморфологических особенностей чаще не совпадают с зонами дислокаций и пересекаются с ними под косым углом. Поэтому наиболее правильным является составление отдельных схем структурного, фациально-литологического и геоморфологического районирования, которые в их сочетании могут уже дать полную картину процесса возникновения новых структурных и геоморфологических элементов на основе предшествовавших фациально-литологических и структурных предпосылок. Только этим путем можно было бы составить правильное представление о зависимости между всеми этими процессами.

В истории Кавказа последние интенсивные тектонические движения имели место в плиоцене и постплиоцене, и для них структурное районирование возможно по всей площади Кавказа. Более древние структуры Кавказа (палеогеновая, среднемеловая, верхнеюрская и рэт-лейасовая) известны не на всей площади, будучи в большей или меньшей степени погребены под более молодыми отложениями, а триасовые и палеозойские структуры мы можем наблюдать только в своего рода тектонических окнах — в ядрах посленижнеюрских крупных антиклиналей.

Основываясь на указанных выше принципах, мы можем выделить на Кавказе четыре структурных комплекса: Северокавказскую платформу, комплекс Большого Кавказа, Рионо-Куринский комплекс и Малый Кавказ (рис. 25).

Комплекс Северокавказской платформы ограничен на севере долиной Манычей, а на юге — линией, протягивающейся от Анапы и Новороссийска через горы Фишт и Оштен, далее по Промежуточной зоне В. Н. Робинсона к Тырны-аузу (в долине р. Баксана), затем через Алагир и Дзауджикау (Владикавказ) к Хадумскому ущелью р. Сулака, откуда эта линия проходит к юго-востоку несколько южнее Буйнакска и Дербента и выходит к Каспийскому морю вблизи ст. Килязи. Почти на всем ее протяжении эта линия совпадает с границей выходов меловых и третичных отложений. Комплекс этот характеризуется спокойным залеганием субстрата и соответственно очень спокойным залеганием третичных отложений, испытавших более или менее значительное взламывание лишь в южной части платформы, в пограничной зоне с комплексом Большого Кавказа.

В составе комплекса Северокавказской платформы можно выделить несколько элементов. Центральное место занимает здесь Ставропольская антиклиналь, представляющая очень широкую и пологую складку, осложненную дополнительной складчатостью второго порядка. Осевая линия ее проходит в северо-западном направлении, на западе через ст. Кавказскую, а на востоке — несколько южнее г. Прикумска. Южнее Ставропольской антиклинали расположена зона Кубанской и Терской депрессий, представляющих очень пологие синклинали погружения, почти соединяющиеся друг с другом. Первая из них возникает в районе станицы Беломечетской (несколько северо-западнее Минеральных Вод), а вторая — юго-восточнее Минеральных Вод. Обе синклинали сильно расширяются к низовьям рек, где они заполнены мощными аллювиальными отложениями.

Еще южнее расположена Северокавказская моноклинали, протягивающаяся от левых притоков р. Белой на западе до р. Ардона на востоке

и имеющая в плане форму удлиненной трапеции. Северо-восточная тупая вершина последней примыкает в районе Минеральных Вод к Ставропольской антиклинали и посредством пологой меридиональной антиклинали разделяет Кубанскую и Терскую депрессии, по отношению к которым сама моноклинал может рассматриваться как их южное крыло. Эта моноклинал является чрезвычайно своеобразным элементом в составе Большого Кавказа, так как в ее пределах не только третичные, но и меловые и юрские отложения залегают спокойно, с очень пологим и равномерным общим уклоном к северо-северо-востоку, и лишь в небольшой степени нарушены хотя и многочисленными, но малоамплитудными сбросами. Вдоль южной границы, представленной зоной крупнейших разломов с общим поднятием южного крыла, моноклинал граничит непосредственно с горстовым поднятием Главного хребта, характеризующимся чрезвычайной интенсивностью глыбовых дислокаций.

Вторая, гораздо меньшая по площади, Кусарская моноклинал может быть выделена в юго-восточной части северного склона хребта, в области Кусарской равнины, к югу от Дербента. И в этом случае моноклинал вдоль южной ее границы примыкает к комплексу Большого Кавказа, представляющему здесь очень крупное горстово-складчатое веерообразное поднятие.

В западной части Северокавказской платформы, к югу от Кубанской депрессии расположена узкая Таманская зона, составленная складками третичных отложений. Эти складки возникают в западном конце Северокавказской моноклинали и протягиваются цепочками вдоль хребта к северо-западу до Таманского полуострова, где довольно резко заворачивают к юго-западу, охватывая северозападную оконечность Главного хребта. Здесь, кроме тех складок, которые выступают на поверхности, существуют, повидимому, и погребенные, и северная граница их проходит, вероятно, почти у самого Краснодара. Аналогичное место по отношению к Таманской зоне занимает в восточной части Северокавказской платформы Терско-Сунженская зона складок, возникающая в восточном конце Северокавказской моноклинали протягивающаяся через Северо-Восточный Дагестан к Кусарской моноклинали. Главное место в этой зоне занимают складчатые цепи Терского и Сунженского хребтов, севернее которых, повидимому, тоже существуют погребенные складки. Как в Таманской зоне, так и в Терско-Сунженско-Дагестанской, складки развиваются главным образом лишь в покрове третичных отложений, подстилающий же их меловой и юрский субстрат значительно дислоцирован, повидимому, только в районе р. Сулака и г. Махачкала. Не исключена возможность, что эти цепи складок и сопровождающие их разломы представляют начало повторного взламывания субстрата по старым линиям структур. Это может относиться в особенности к складкам Терского и Сунженского хребтов, которые вместе взятые составляют небольшой веер, осложненный сбросами и надвигами. Некоторые складки этой зоны, например по рр. Сунже и Аргуну, протягиваются в пределы комплекса Большого Кавказа, в связи с чем южная граница зоны является здесь в известной степени условной.

Таким образом, Северокавказская платформа в южной ее части имеет переходную зону (Таманская зона на западе, Северокавказская моноклинал в центре и Терско-Сунженская зона и Кусарская моноклинал на востоке), в пределах которой наблюдается более или менее значительное взламывание субстрата вдоль границы с комплексом Большого Кавказа. При этом в центре, в области Северокавказской моноклинали, произошло

лишь спокойное вздымание краевой части платформы, в небольшой степени осложненное сбросами, а к востоку и к западу от этой моноклинали произошло также и смятие субстрата, сопровождавшееся образованием покровных складок в третичных и частью в меловых и юрских отложениях. Складки эти возникают в концевых частях Северокавказской моноклинали и отсюда они расходятся двумя крыльями к западу и востоку, охватывая гирляндами комплекс Большого Кавказа. При этом складки восточного крыла уходят под Кусарскую моноклинали, затухая, повидимому, и в этом направлении, за исключением складок в бассейне рр. Сунжи и Аргуна, протягивающихся в пределы комплекса Большого Кавказа.

Комплекс Большого Кавказа представляет полосу, направленную от Анапы и Новороссийска к ст. Килязи. Ширина ее лишь в Дагестане достигает 150 км, в остальных же частях она не превышает 40—50 км. С южной стороны этот комплекс ограничен виргационной системой крупнейших разломов с надвигом горных масс к югу. С северной стороны комплекс в средней его части ограничен системой крупных сбросов (с общим поднятием южного крыла), которые отделяют его от Северокавказской моноклинали; в западной же и восточной частях его северная граница представляет крутое флексурное вздымание мезозойского субстрата, усиленное местами сбросами, а кое-где и запрокидыванием слоев к северу. В целом комплекс Большого Кавказа представляет сложное складчато-горстовое поднятие, асимметрично наклоненное к югу и имеющее веерообразное строение, особенно ярко выраженное в районе Новороссийска, в Северной Осетии и в Южном Дагестане.

В составе комплекса Большого Кавказа можно выделить несколько отдельных структурных зон, образующих двустороннюю виргацию и представляющих в большинстве случаев самостоятельные горстовые поднятия, зачастую тоже веерообразного типа. Центральное место занимает зона Дигорского хребта, протягивающаяся от истоков р. Ингура (на меридиане горы Эльбрус) в бассейне р. Уруха, к востоку от которого динамическим продолжением этой зоны является, повидимому, зона складок верхнеюрских и меловых отложений Осетии и Дагестана, погружающаяся в бассейне р. Самура под сохранившиеся от размывания отложения плиоцена Кусарской моноклинали. С южной стороны эта зона ограничена системой крупнейших надвигов, которые по направлению к востоку перебрасываются с южного склона Большого Кавказа на северный, располагаясь диагонально по отношению к осевой линии комплекса Большого Кавказа. В южной части зоны Дигорского хребта можно выделить узкую зону поднятия, соответствующую так называемому Главному хребту (по И. Г. Кузнецову), которая протягивается от верховьев р. Ингура в бассейн р. Уруха.

Вторая зона соответствует системе Бокового хребта Г. Абиха. Начинается она в верховьях р. Риона и протягивается через Казбек в Дагестан, представляя почти на всем ее протяжении горстовое поднятие с внутренним веерообразным строением, ограниченное крупными сбросами как с севера, так и с юга. В составе этой зоны можно выделить в ее южной части дополнительную зону, возникающую в бассейне рр. Ардона и Терека и протягивающуюся в Дагестан в область хребта Дюльты-даг в бассейне р. Самура.

Третья зона, по ее внутреннему строению апалогичная зоне Бокового хребта, зарождается в бассейне р. Арагвы, также на южном склоне комплекса, и протягивается вдоль главного водораздела к району горы Шах-

лаг, где граничит с примыкающей к ней с севера Кусарской моноклиналию.

Наконец, четвертая зона появляется в районе г. Закатал и Нухи и протягивается через район Шемахи.

К западу от меридиана горы Эльбрус зона Дигорского хребта протягивается до водораздела верховьев рр. Б. Лабы и Б. Зеленчука и срезается с южной стороны крупным сбросом, примыкающим на западе к разлому Промежуточной зоны В. Н. Робинсона, которая служит здесь границей Северокавказской моноклинали и комплекса Большого Кавказа. Южнее западного продолжения Дигорской зоны расположена зона Санчаро-Клухорского поднятия, протягивающаяся из бассейна р. Кодор до р. Белой и представляющая почти по всей ее долине горстовое поднятие. Еще южнее лежит Чугушская зона, начало которой можно усматривать в бассейне р. Бзыбь, а западное продолжение в бассейне р. Пишиш. Наконец, в бассейне р. Мзымты возникает зона Новороссийская, вначале имеющая форму чешуи, а дальше к западу приобретающая ясное веерообразное строение из складок юрских и меловых отложений, осложненное довольно крупными сбросами.

Третий — Рионо-Куринский комплекс расположен к югу от комплекса Большого Кавказа и по линии рр. Риона и Куры граничит с четвертым комплексом. Рионо-Куринский комплекс можно понимать как систему фронтальных складок Большого Кавказа, характеризующихся ярко выраженным надвиганием горных масс к югу. Западные (абхазские) цепи этих складок на северо-западе погружаются под уровень Черного моря, а на юго-востоке, не доходя до р. Риона, резко поворачивают к востоку, будучи как бы отражены от поперечной к ним зоны Понта (см. ниже). Восточная же (Кахетинская) цепь складок, зарождающаяся в бассейнах рр. Ингура и Риона, протягивается к Шемахе, где резко поворачивает к юго-востоку, разделяясь при этом веером на несколько линий. Эта цепь складок отделена от комплекса Большого Кавказа Ингуро-Алазанской депрессией.

При более детальном анализе можно выделить в западной части Рионо-Куринского комплекса переходную подзону, примыкающую к комплексу Большого Кавказа и характеризующуюся более интенсивными дислокациями, дающими право предполагать здесь наличие большего или меньшего взламывания и в самом субстрате.

Сопоставляя эти три комплекса, нетрудно усмотреть чрезвычайное сжатие структур в области Эльбруса и несколько к западу от него. Эта область является для всей системы Большого Кавказа генеральным узлом виргаций, развивающихся отсюда к северо-западу и к юго-востоку. При этом к северо-западу структуры имеют тенденцию погружаться под уровень Черного моря, а к юго-востоку во всех комплексах достаточно ясно стремление «проскочить» напрямик в Иран к хребту Эльбурс, встречающее противодействие со стороны структурных зон комплекса Малого Кавказа.

Четвертый — комплекс Малого Кавказа расположен к югу от линии рр. Риона и Куры и может быть разделен на три главных пояса. Западный из них протягивается от Батуми к Сураму и характеризуется надвиганием горных масс к северу. Этот пояс можно толковать как восточное окончание системы Понта. Следующий пояс, который можно понимать как северную Тавро-Иранскую дугу, протягивается через район Ахалкалак и Кировабад в Тальши и разделяется на три участка. Западный из них, до Тбилиси, представляет, по видимому, сложное горстовое



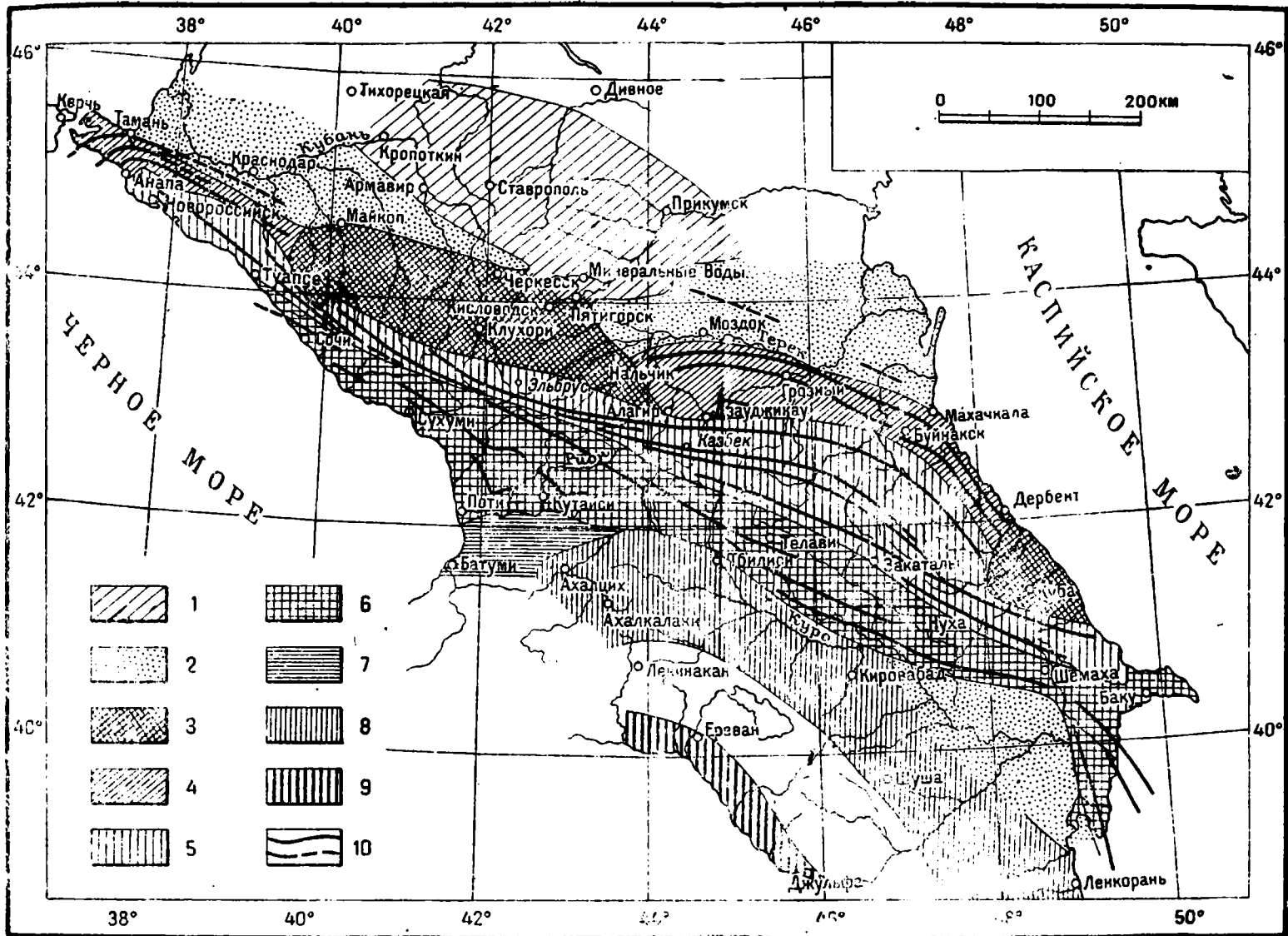


Рис. 25. Схема структурного районирования Кавказа.  
Составил Л. А. Варданыц в 1946 г.

1—Ставропольская антиклиналь; 2—Кубанская, Терская и Куринская депрессии; 3—Северокавказская и Кусарская моноклинали; 4—Таманская и Терско-Сулейманово-Дагестанская зоны складок; 5—комплекс Большого Кавказа; 6—Ряно-Куринский комплекс; 7—восточное окончание системы Понта; 8—Северная Тавро-Шумская дуга; 9—Южная Тавро-Иранская дуга; 10—зоны складчатых и горювых поднятий.

поднятия, асимметрично наклоненное и надвинутое к северу. Надвиги северной части этого участка вместе с аналогичными надвигами системы Понта образуют единую систему виргаций. Второй участок, от Тбилиси и, повидимому, до р. Аракса, представляет Куринскую моноклинали, вздымающуюся по надвигу на юге и уходящую полого на север под Кахетинскую цепь складок Рионо-Куринского комплекса и под Куринскую депрессию. Восточный участок, строение южной части которого мало исследовано, повидимому, также имеет характер горстового поднятия. Таким образом, северная Тавро-Иранская дуга имеет некоторое сходство с южной периферической частью комплекса Северокавказской платформы, а именно: в обоих случаях центральное место занимает крупная моноклинали, из которой двумя крыльями, в одну и другую сторону, развиваются виргационно зоны более сложных структур. Наконец, третий пояс в комплексе Малого Кавказа проходит вдоль р. Аракса до Джульфы, и его можно выделить как северный выступ южной Тавро-Иранской дуги.

. Подводя итог, мы должны признать, что в пределах Кавказа существуют и продолжают свое развитие две самостоятельные системы горных формирований, система Большого Кавказа и Понто-Тавро-Иранская система, общие тенденции которых являются резко антагонистичными, так как фронт у Большого Кавказа обращен на юг, а у северной дуги Понто-Тавро-Иранской системы на север. Для последних этапов структурного развития обеих систем главной формой были движения глыбовые, связанные с глыбовым взламыванием всего субстрата, и соответственно главной структурной формой являются здесь горсты и сопутствующие им грабены. Складчатые же формы движений и структур проявились только в периферических частях обеих систем, да и то лишь в крайних зонах платформы или моноклиналей, в связи с чем такую складчатость можно толковать как покровную, развившуюся на субстрате, почти не испытывавшем взламывания или подвергшемся лишь слаботому смятию.

## ТЕКТОНИКА ДАГЕСТАНА

Территория Дагестана занимает значительную часть северного склона восточной части Кавказа, охватывая область, ограниченную верхним течением р. Аргуна на северо-западе, массивами Шах-дага на юго-востоке, водораздельной линией Главного Кавказского хребта на юго-западе и берегом Каспийского моря на северо-востоке. Эта область сложена мощной серией пород от среднего лейаса до современных образований, причем в ее пределах нигде не выходят на поверхность породы более древнего возраста. Простираение складчатости имеет «кавказское» направление — с северо-запада на юго-восток и наиболее постоянно выдерживается в области развития юрских отложений; в области же развития меловых и третичных отложений на фоне общего кавказского простираения в районе так называемого «Дагестанского клина» направление складок образует широкую дугу, обращенную выпуклостью к Каспийскому морю и на широте г. Махачкала, к западу от него, принимает почти широтное направление.

Интенсивность складкообразования закономерно возрастает по направлению с северо-востока на юго-запад. В этом направлении на поверхность выступают все более древние отложения, и постепенно увеличивается напряженность и сложность тектоники. Если на севере, в области распространения третичных, меловых, верхне- и среднеюрских отложе-

ний, мы имеем развитие нормальной складчатости с характерным для этой области коробчатым строением отдельных антиклинальных складок, то южнее, начиная с области Бокового хребта, наблюдается значительно более интенсивная складчатость. Складки сжаты и сдавлены, с опрокидыванием в области Бокового хребта преимущественно к северу, а в области Главного хребта повсеместно к югу рассечены крупными и глубокими разломами и пронизаны дайками изверженных пород. В области Бокового и Главного хребтов глинистые сланцы лейаса метаморфизованы и обращены в аспидные сланцы. Сильное развитие имеет кливаж, зачастую совершенно маскирующий действительные элементы залегания сланцев. Сланцы пронизаны сетью трещин, выполненных кварцевыми прожилками и жилами. Отдельные пачки сланцев серицитизированы — в этих случаях они имеют шелковистый блеск и зеленоватый оттенок. По направлению на юго-восток в области развития юрских отложений наблюдается общее погружение складок, и общая тектоника принимает более спокойный характер. Последнее выражается прежде всего в меньшей метаморфизованности пород; начиная примерно с бассейна верховьев р. Самура, по направлению к юго-востоку уже более не наблюдается тех уплотненных аспидных сланцев, которые столь характерны для более западных районов, в верховьях рр. Кара-Койсу, Аварского и Андийского Койсу.

В зависимости от тектонических, геоморфологических и литологических особенностей, присущих различным частям описываемой области, можно выделить следующие зоны по направлению с юга на север, начиная от гребневой линии Главного Кавказского хребта: 1) зону аспидных сланцев Главного хребта, 2) зону Бежитинской депрессии, 3) зону аспидных сланцев Бокового хребта, 4) зону нормальных неметаморфизованных юрских сланцев, 5) зону складчатых юрских и меловых известняков и 6) зону третичных предгорий. Степень изученности этих зон различна и неравномерна. Лучше всего изучена зона третичных предгорий, поскольку начиная с 1924 г. в ней начали проводиться детальные и планомерные геолого-съемочные работы, связанные с изучением различных полезных ископаемых, главным образом нефтяных и газовых месторождений.

Работами В. Д. Голубятникова (337, 339, 341), И. О. Брода (156), Н. Ю. Успенской (1165), Н. С. Шатского (1231) и других геологов тектонические особенности области развития третичных отложений выявлены достаточно полно, хотя здесь и остается еще ряд неразрешенных и спорных моментов в связи с вопросами, касающимися, главным образом, условий образования и сопряженности отдельных структур. Зона складчатых меловых и юрских известняков после работ Н. Н. Барбот-де-Марни (71) достаточно хорошо изучена работами Д. В. Дробышева (442, 451, 453), дополненных впоследствии работами В. Д. Голубятникова (349), Н. И. Цибовского и И. Д. Филимонова, Н. Н. Ростовцева и В. М. Паца.

Область развития юрских отложений, в особенности в зонах Бокового и Главного хребтов, вследствие очень большой сложности и труднодоступности местами изучена совершенно недостаточно. После первых работ Г. Асиха, Н. Н. Барбот-де-Марни (71) и К. И. Богдановича (138), лишь с 1925 г. развернулись довольно многочисленные работы в области развития юрских отложений, связанные, главным образом, с изучением различных полезных ископаемых — рудных проявлений, минеральных вод и природных газов. Планомерные работы по составлению геологических карт различных районов Горного Дагестана, начиная с 1935 г. дали

много новых данных для установления стратиграфического разреза, основанного на фаунистических данных, а вместе с тем и для установления правильных тектонических построений. В этом отношении особенно следует отметить работы Д. В. Дробышева (442, 443, 449), В. Д. Голубятникова (347), Н. И. Цибовского и И. Д. Филимонова (1187), В. М. Паца (811, 812), Н. К. Русанова (1021) и Н. Н. Ростовцева (материалы 1941 г.).

Переходя к характеристике отдельных зон, следует отметить, что первые три зоны имеют настолько общие и тесно связанные друг с другом особенности, что их можно рассматривать одновременно.

Зоны аспидных сланцев среднего лейаса Бокового и Главного хребтов в западной части Дагестана как по характеру пород, так и по тектоническим особенностям по существу не отличимы друг от друга. Выделение их в особые тектонические зоны обусловлено лишь существованием между ними тектонической Бежитинской депрессии, сложенной неметаморфизованными и более молодыми породами верхнего лейаса, дислоцированными в значительно меньшей степени.

По направлению к юго-востоку, в районе р. Джурмуть (верховья Аварского Койсу), эти две зоны сливаются в одну, вследствие выклинивания пород Сежитинской свиты, срезаемой по крупному Тляротинскому разлому, ограничивающему южный склон Бокового хребта. Зоны Главного и Бокового хребтов, сложенные наиболее древними породами из известных в районе — аспидными сланцами среднего лейаса, характеризуются чрезвычайно интенсивной складчатостью. В пределах обоих хребтов имеется целый ряд изоклинальных складок, настолько сильно сдавленных и сжатых, что на протяжении многих километров вкрест простирання слоев наблюдается лишь однообразное падение пород, близкое к вертикальному, с тенденцией наклона то к северу, то к югу. В южной части зоны Главного хребта, в области гребневой линии и южного склона, наблюдается опрокидывание складок на юг, а в северной части Бокового хребта — опрокидывание на север. Особенно отчетливо эти явления, вырисовывающие общую веерообразную структуру Кавказского хребта, наблюдаются в разрезах по обеим сторонам долины р. Андийского Койсу и к западу от нее. Крупные складки осложнены интенсивной вторичной складчатостью и мелкой гофрировкой слоев, еще более усложняющими общую картину. Наблюдаются многочисленные разрывы с очень крутыми плоскостями падения, большей частью близкими к вертикальным. Мелкие разрывы, с амплитудой до нескольких десятков метров, легче поддаются наблюдению, так как улавливаются в пределах одного обнажения на крутых или отвесных склонах ущелий. Некоторые из этих разрывов секут диабазовые дайки и кварцевые жилы и являются, таким образом, одними из наиболее молодых проявлений тектоники. Более крупные нарушения дизъюнктивного характера не всегда могут наблюдаться непосредственно. Обычно они устанавливаются на основании ненормального соотношения разновозрастных свит (как, например, это имеет место по отношению к главнейшим разломам, ограничивающим Бежитинскую депрессию, или к региональному разлому, протягивающемуся по южному склону Кавказского хребта).

Зоны Бокового и Главного хребтов с обеих сторон ограничены разломами. Наиболее крупным и постоянным является разлом, проходящий по южному склону Главного Кавказского хребта. Он имеет региональный характер и прослеживается и далее, за пределы Дагестана. Плоскость его наклонена круто на север, и по нему зона Главного хребта припод-

нята и надвинута с опрокидыванием складок на юг, на опрокинутые толщи более молодых пород, слагающих южный склон. В то же время зона Главного хребта является приподнятой и по отношению к породам, слагающим Бежитинскую депрессию по разлому, имеющему вертикальный характер, с тенденцией наклона на юг в районе р. Андийского Койсу, согласно данным И. Д. Филимонова, В. М. Паца и Н. И. Цибовского (1187).

Приподнятой по отношению к северным частям является и зона Бокового хребта, причем ограничивающий ее с юга так называемый Тляртинский разлом круто наклонен на север, а разлом, ограничивающий ее с севера, почти вертикален. Таким образом устанавливается в пределах западной части Дагестана горстообразное поднятие обоих хребтов, разграниченных зоной Бежитинской депрессии. Амплитуда перемещений по главнейшим разломам, ограничивающим Главный и Боковой хребты, не поддается точному определению, во всяком случае она значительна и достигает нескольких километров. Направление разломов совпадает с общим простираем складчатости; лишь разлом, ограничивающий Бежитинскую депрессию с юга в своей восточной части, в верховьях р. Аварского Койсу, имеет почти широтное простираение и пересекает общее простираение пород бежитинской свиты, слагающей Бежитинскую депрессию. Несколько восточнее р. Джурмутъ он сближается с разломом, ограничивающим Бежитинскую депрессию с севера и пересекается последним, вследствие чего полоса пород бежитинской свиты выклинивается, будучи перекрыта по северному разлому. Обе зоны аспидных сланцев Бокового и Главного хребтов сливаются в этом месте в одну полосу, прослеживающуюся еще на некотором расстоянии к юго-востоку.

Крупные разломы, описанные выше и прослеживающиеся на большие расстояния, не протягиваются в виде одной непрерывной линии. Они представляют собой скорее зону или систему разломов и надвигов. Когда кончается и затухает один, рядом с ним в том же направлении возникает другой и т. д. Это особенно хорошо наблюдается при прослеживании главного кавказского надвига в юго-восточной части Дагестана. К юго-востоку от горы Муров-даг, в районе верховья р. Джурмутъ, он протягивается по южному склону Главного Кавказского хребта и сопровождается добавочными параллельными разломами. В районе сел. Курдул и горы Хурай этот разлом пересекает гребневую часть Главного хребта и в дальнейшем проходит по северному склону, параллельно долине р. Кобяк-чай, левого притока р. Ахты-чай, и постепенно затухает в верховьях р. Усук-чай (правый приток р. Самура). В компенсацию ему в перевальной зоне и на южном склоне возникает целая система разломов в районе Салаватского перевала и северных и северо-восточных склонов хребта Дюз-сырт.

Разлом, ограничивающий с юга Боковой хребет, прослеживается по направлению к юго-востоку вдоль верхнего течения р. Самура и затухает примерно в районе слияния р. Самура с р. Кара-Самуром. Вместе с ним оканчивается и ранее протягивавшийся непрерывно Боковой хребет. К югу и к северу от него возникают новые крупные хребты (Фалфанский и Сурфун-ял), также ограниченные с южных сторон вновь возникающими разломами.

Вместе с общим погружением складок к юго-востоку в этом же направлении ослабевают напряженность тектоники и уменьшается амплитуда разрывов, а на поверхности постепенно обнажаются все более молодые

породы. Так, к востоку от р. Аварского Койсу аспидные сланцы среднего лейаса скрываются под породами тоарского, а затем и ааленского ярусов, которые уже почти неметаморфизованы и имеют нормальный характер.

Ослабление напряженности тектоники сказывается и в том, что исчезает характерная для более западных районов интенсивная сжатость пород и становится возможным различать и наблюдать отдельные складки и их связь друг с другом. Разлом, ограничивающий Боковой хребет с севера, затухает в районе р. Тлейсерух (верховье р. Кара-Койсу). Таким образом, к востоку от р. Аварского Койсу Боковой хребет уже не имеет горстообразного строения. На юге он попрежнему приподнят по продолжению Гляротинского разлома, на севере же нормально сочленяется и постепенно переходит в зону нормальных юрских сланцев с обычной, хотя и сложной складчатостью.

К зонам крупных тектонических нарушений Главного и Бокового хребтов приурочены секущие дайки диабазов, диабазовых порфиритов и кварцевых диоритов и многочисленных, хотя и незначительных рудопроявления, связанные с кварцевыми и кварцево-карбонатными жилами.

Согласно Л. А. Варданяну (211), интрузии изверженных пород и связанная с ними рудоносность в Дагестане группируются в два диабазовых пояса. Один из них, подчиненный зоне крупных разломов Бокового хребта, является продолжением «Казбекского диабазового пояса» Центрального Кавказа. Он заканчивается, не доходя до р. Аварского Койсу; другой — «Кахетинский диабазовый пояс» подчинен зоне разломов Главного Кавказского хребта. В верховьях бассейнов рр. Сулака и Самура он переходит на северный склон в бассейн правых притоков р. Самура и прослеживается почти вплоть до массива Шалбуздаг.

В юго-восточной части Дагестана, начиная с верховьев бассейна рр. Казикумухского Койсу и Самура, вся область развития юрских сланцев между зоной складчатых известняков мезозоя и Главным Кавказским хребтом может считаться одной зоной, с выделением ползон Сурфуньяльского, Фалфанского и Главного хребтов обладающих общим характером складчатости, интенсивность которой и здесь постепенно возрастает по направлению к юго-западу.

Зона нормальных юрских сланцев и нормальной складчатости характеризуется развитием крупных, имеющих нередко коробчатое строение антиклинальных складок, вытянутых с северо-запада на юго-восток и протягивающихся на десятки километров. Большие и широкие складки в значительной степени усложнены на крыльях мелкой вторичной складчатостью, которая подчас маскирует основные крупные формы тектоники. Складки сопровождаются разрывами, приуроченными обычно к сводовым частям и к южным крыльям складок. По мере приближения к Главному Кавказскому хребту в ползоне Фалфанского и Главного хребтов складки имеют более сдавленный и сжатый характер, увеличивается количество сопровождающих их разломов, но общий характер тектоники остается тот же.

Зона складчатых верхнеюрских и меловых известняков, хорошо изученная еще работами Н. Н. Барбот-де-Марни (71), а затем детальными работами Д. В. Дробышева (442, 451), отличается характерными для этой области крупными антиклинальными складками, протягивающимися обычно на большие расстояния и имеющими коробчатый характер, с широким сволом и крутыми, иногда даже подвернутыми крыльями. Они часто осложнены вторичными мелкими складками, ступенчатыми или стулообразными.

Антиклинальные складки разделены обычно широкими и пологими синклиналями. Складки осложнены продольными, реже поперечными разломами незначительной амплитуды, не играющими большой роли в общей тектонике района. Характерной особенностью этой зоны является кулисообразное расположение складок одна по отношению к другой. Складчатая зона мезозойских известняков имеет широкое распространение главным образом в северной части Нагорного Дагестана.

Зона третичных предгорий изучена наиболее полно и подробно во время многочисленных и детальных геологических исследований, проводившихся, главным образом, в связи с изучением нефтяных и газовых месторождений.

Третичные отложения широкой полосой окаймляют с северо-востока и севера зону складчатых меловых и юрских известняков. Простирание складчатости третичных отложений Дагестана в его южной части, на пространстве от р. Самура до р. Манаса, выдерживается в общем в направлении  $160^\circ$  ЮВ —  $340^\circ$  СЗ, севернее оно принимает направление более близкое к широтному:  $100^\circ$  ЮВ —  $280^\circ$  СЗ. В южной части Дагестана отчетливо прослеживаются две антиклинальные линии или зоны, которые иногда получают неправильное наименование двух антиклинальных складок. К восточной зоне относятся: Хошмензильское поднятие, собственно Восточная антиклиналь, которой подчинены куполовидные поднятия Джалганское, Дагогинское, Дузлакское, Берекейское и Каякентское, Избербашская антиклиналь и Ачисуйская, или Искрибашская, антиклиналь. К западной зоне относятся: Аджиноурская, Болхас-Хунухская и Гашинская антиклинали. Отдельные антиклинальные поднятия, свойственные каждой зоне, не находятся на одной и той же непрерывной антиклинальной линии; некоторые из них расчленены и возникают кулисообразно по отношению друг к другу, как это отчетливо видно на прилагаемой тектонической карте третичных предгорий (рис. 26). Так, Хошмензильская антиклиналь, повидному, является самостоятельной крупной структурой. К западу от нее возникает большая антиклинальная складка, протягивающаяся до Каякента. Вследствие индупляции оси этой складки по ее простиранию возникает ряд куполовидных поднятий, с которыми связаны отдельные газоносные и нефтеносные районы — Дагестанские Огни, Дузлак, Берекей и Каякент. Возможно, что на южном окончании этой крупной складки имеется еще одно поднятие — Джалганское. К северу от этой крупной складки, кулисообразно по отношению к ней возникает Избербашская антиклинальная складка, а к западу от последней Ачисуйская, или Искрибашская, антиклиналь. Тот факт, что Избербашская антиклиналь является самостоятельной структурой, расположенной к востоку от складки Ачи-су и от Каякентского поднятия, подтвержден специальными работами Дагнефти 1938 и 1939 гг.

К югу от Хошмензильской складки, по данным мелкого разведочного бурения (Н. А. Билалов, 1931 г.), намечается новое поднятие — Кулларское, а на основании данных геофизических работ 1940 г. можно предполагать существование еще одного поднятия к востоку от южного окончания Хошмензильской складки. В районе г. Дербента намечается антиклинальная складка, которая аналогична Махачкалинской складке и которая поэтому представляет несомненный интерес с точки зрения разведочного бурения на газ и нефть (В. Д. Голубятников, 339, 346, 351; С. Э. Муссаев, 768).

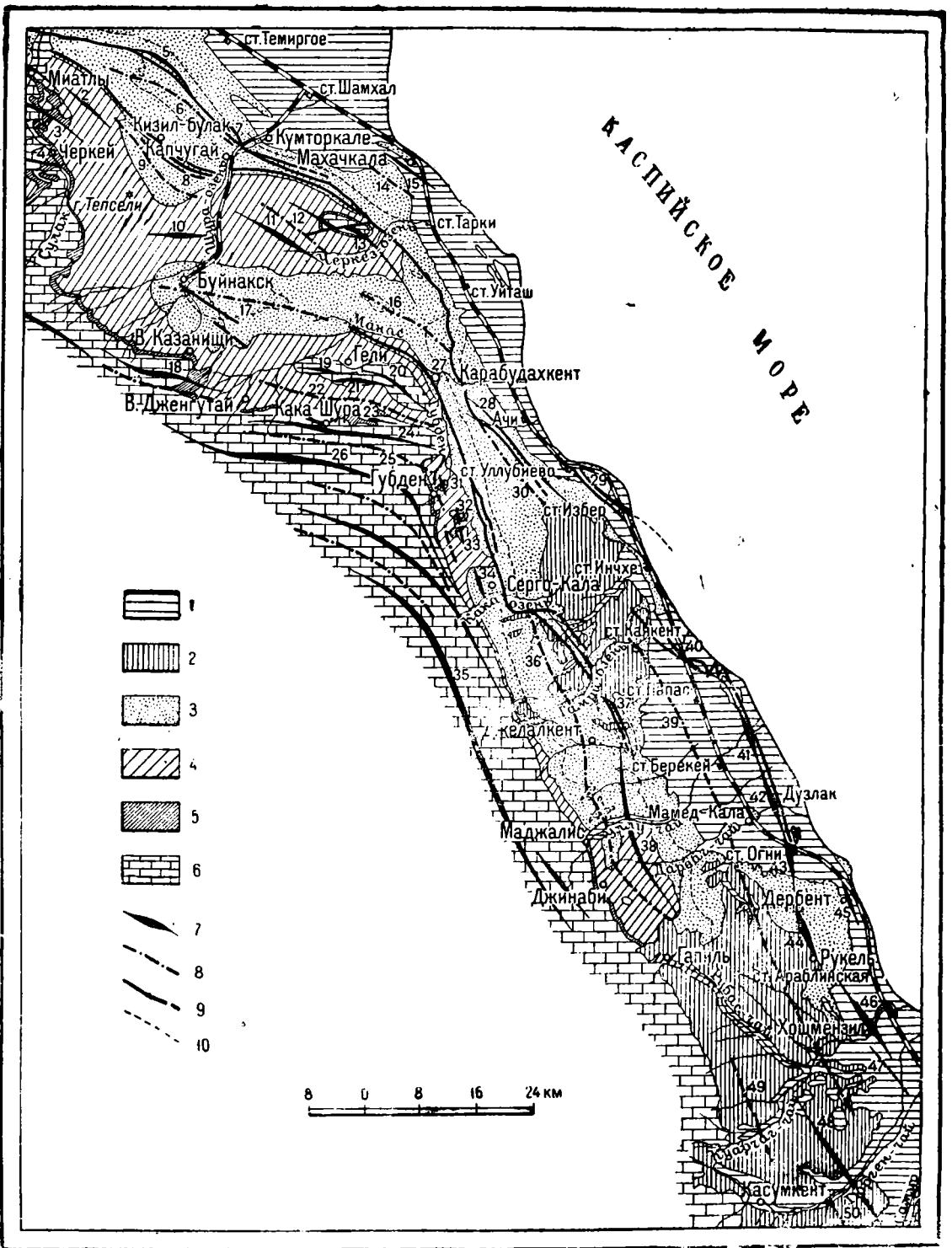


Рис. 26. Схематическая тектоническая карта третичных предгорий Дагестана.  
Составил В. Д. Голубятников в 1941

1 — постретричные отложения; 2 — палеоцено; 3 — миоцено; 4 — палеоген; 5 — неогр. оцветная свита (палеоценодатский ярус); 6 — мезозой; 7 — простирание и погружение шарниров антиклинальных складок; 8 — осевые линии синклинальных складок; 9 — тектонические нарушения; 10 — граница чехрыса и карагана.

Порядковые номера на карте обозначают следующие структуры: 1

1 — Мушкетерская арктиклиналь; 2 — Акайтлинская антиклиналь; 3 — Хадумская антиклиналь; 4 — Черкейская синклиналь; 5 — Шамхалбулакская антиклиналь; 6 — Капчугайская синклиналь; 7 — Кумторкальская антиклиналь; 8 — Кизилбулакская антиклиналь; 9 — Телселовская синклиналь; 10 — Антиклиналь Чубар-Арка; 11 — Заумбашская антиклиналь; 12 — Суворовская синклиналь; 13 — Талимская или Кузунтурская антиклиналь; 14 — Синклиналь Таку-тау; 15 — Мезачкальская антиклиналь; 16 — Хапчусьская синклиналь; 17 — Буйнакская синклиналь; 18 — Баволайтурская антиклиналь; 19 — Эндямская антиклиналь; 20 — Иргертбашская антиклиналь; 21 — Иватлинская антиклиналь; 22 — Иватлинская синклиналь; 23 — антиклиналь Маула-Арка; 24 — Какашунская антиклиналь; 25 — Гадарская синклиналь; 26 — Талаская антиклиналь; 27 — Авдиковская антиклиналь; 28 — Веквабашская антиклиналь или Ачи-су; 29 — Ибербашская антиклиналь; 30 — Кзылтуская синклиналь; 31 — Кугол Этанжолский; 32 — Кугол Чавгалакский; 33 — Кугол Шелебекский; 34 — Кугол Сергокалинский; 35 — Мушкетерская антиклиналь; 36 — Утемшская синклиналь; 37 — Гашинская антиклиналь; 38 — Большое-Хуровская антиклиналь; 39 — Бывлинская синклиналь; 40 — Восточная антиклиналь; 41 — Кавказское поднятие; 42 — Берекеевское поднятие; 43 — Дулакское поднятие; 44 — Дыгогинское поднятие; 45 — Лезгинское поднятие; 46 — Хотиневская антиклиналь; 47 — Кудайская антиклиналь (предполагаемая); 48 — Адавоурская антиклиналь; 49 — Курчакская синклиналь; 50 — Яргская синклиналь.



К западной антиклинальной зоне относятся Аджиноурская, Болхас-Хунухская и Гашинская антиклинали. Каково соотношение первых двух остается точно не выясненным, так как обширное пространство между ними, от р. Куарчаг-чай до р. Дюбек-чай, прикрыто залегающими трансгрессивно отложениями акчагыла. Гашинская антиклиналь, как это следует по данным работ Дагнефти в 1939 г., возникает кулисообразно к востоку от северного окончания Болхас-Хунухской антиклинали. Гашинская антиклиналь затухает к северу от сел. Утемиш. Еще севернее, в пограничной полосе меловых и третичных отложений наблюдается несколько незначительных куполовидных поднятий, вытянутых также по одной линии, которая однако не является продолжением западной антиклинальной линии. К ним относятся Сергокалинское поднятие, сложенное породами чокрака, и три меловых купола: Шехебекский, Чангалакский и Энтанджелский.

Как уже указывалось, севернее р. Манаса простираение складчатости меняется и становится ближе к широтному. У сел. Карабудахкент третичные отложения огибает Губденский меловой выступ, а западнее огибает Сулакский меловой выступ. Оба меловых выступа образуют вместе так называемый Дагестанский клин, в области которого меловые отложения широкой дугой с выпуклостью к северо-востоку вдаются в область третичных отложений. Оба меловых выступа — Губденский и Сулакский — представляют собой области антиклинальных поднятий, которые начали образовываться еще в палеогеновое время. Прогиб между этими поднятиями обусловил накопление мощной толщи осадков, в особенности в майкопское время. При перемене направления складчатости с юго-восточного у Губденского выступа на почти широтное у Сулакского выступа, на площади между этими выступами образовался целый пучок складок с рядом довольно крупных разрывов в периферийной части (рис. 26). Непосредственно от Губденского выступа наблюдается крупная куполовидная складка Эльдам — Иргарт-баш, сложенная верхнемеловыми известняками и представляющая собой собственно не одно, а три куполовидных поднятия, тесно сопряженных друг с другом.

Антиклинальная складка Ачи-су, или Искирбашская, подчиненная восточной антиклинальной зоне, погружаясь в районе р. Манаса, затухает, а севернее при подъеме шарнира складки возникает новая антиклинальная складка Айритюбинская или Уйташская, которая затухает в районе Уйташа или немного севернее. Хорошо наблюдается лишь ее юго-восточное погружение, в северной же части наблюдению доступно только одно ее северо-восточное крыло, так как сводовая часть и юго-западное крыло являются перекрытыми вследствие крупного продольного разлома, о котором будет сказано ниже. Западнее и кулисообразно по отношению к Айритюбинской складке возникает Талгинская складка. В противоположность установившемуся представлению Талгинская складка, по данным В. Д. Голубятникова (359), имеет не широтное, а северо-западное простираение. В районе горы Заузан-баш имеется новая куполовидная структура такого же простираения. Чубар-арка является небольшим куполовидным поднятием широтного направления, возникающим кулисообразно по отношению к Заузанбашской антиклинали. Соединение Талгинской складки, Чубар-арка и Хадумской антиклинали одной осевой линией, как на это указывается в последних сводных работах Н. Ю. Успенской и И. О. Брода (156, 1165), не может быть принято и является следствием той точки зрения, что все они составляют части одной восточной антиклинали и что восточнее новых складок быть не

может. Именно поэтому развитые к северо-западу от Талгинского района такие крупные и прекрасно картируемые структуры, как Тепселинская и Капчугайская синклинали и Кизилбулакская, Кумторкалинская и Шамхалбулакская антиклинали, в сводках Н. Ю. Успенской и И. О. Брода не признаются за самостоятельные структуры.

По данным В. Д. Голубятникова (359), в расшифровке тектоники Талгинского района немаловажную роль сыграли наблюдения над условиями залегания и распространения широко развитых в этом районе полюдно-оползневых явлений, свойственных нижнему отделу майкопской свиты, которые в кратких чертах заключаются в следующем. В глинистой толще миатлинского горизонта майкопской свиты, широкой полосой окружающей центральную часть Талгинского купола, сложенного верхнемеловыми известняками и фораминиферовыми мергелями, наблюдаются многочисленные включения фораминиферовых мергелей в виде закономерно вытянутых линз и пластовых включений, иногда протягивающихся на несколько километров. Эти включения распространены по всей толще миатлинского горизонта. Характерной чертой их является выдержанность простирания (за немногими исключениями) с юго-востока на северо-запад, согласно общему простиранию пород. Особенно богата такими включениями западная часть Талгинского района, где выдержанное северо-западное простирание этих включений находилось в неразрешимом противоречии с намеченным ранее широтным простиранием Талгинской складки.

Талгинская, или Куквоттауская, антиклинальная складка всеми исследователями рисовалась до последнего времени вытянутой в широтном направлении. Диагональный разлом, сдвинувший северную часть купола к западу, создал ту общую конфигурацию купола, которая производит впечатление широтного его направления. Если мысленно восстановить сдвинутую часть складки на ее первоначальное место, общее направление мелового купола будет иметь определенное северо-западное простирание. Последнее подтверждается непосредственным прослеживанием оси как в южной, так и в северной части купола. При северо-западном направлении оси Талгинской складки совершенно понятным становится закономерная ориентировка всех многочисленных полюдно-оползневых включений, которые в большинстве случаев в силу условий своего образования вытянуты согласно общему простиранию слоев. Закономерная ориентировка этих включений может сама служить указанием на основное простирание тех пород, которые дали начало этим полюдно-оползневым явлениям.

Талгинская складка осложнена диагональным разломом, имеющим близкое к широтному направление, по которому северная часть смещена почти на 1 км к западу. Плоскость разлома вертикальная. Есть основание предполагать, что этот разлом имеет отчасти шарнирный характер, причем западная часть сдвинутой части купола является приподнятой, а восточная опущенной.

К северу от купола Чубар-арка и к северо-западу от складок Талгинского района по рельефно выступающим грядам песчаников чокрака и караганского горизонта отчетливо обрисовываются две большие пологие синклинальные складки — Тепселинская и Капчугайская, разделенные узкой и сильно сжатой Кизилбулакской антиклиналью. Она является сдвинутой, сжатой и разбитой по простиранию несколькими продольными взбросами. По этим взбросам на поверхность местами выведены глины майкопской свиты. Прослежены два основных взброса, к которым

местами присоединяются добавочные сколы. По направлению к северо-западу взбросы переходят на северо-восточное крыло и постепенно затухают. На северо-западном окончании складки у хут. Ямучу-баш виден нормальный антиклинальный перегиб без всяких нарушений, который прослеживается по слоям майкопа и тарханского горизонта.

Работы последних лет выявили, что к северу от Капчугайской синклинали существует не одна Кумторкалинская антиклиналь, а две — Кумторкалинская и Шамхалбулакская. От Кумторкалинской антиклинали сохранилось лишь ее северо-западное окончание, которое можно наблюдать на левой стороне р. Шура-озень. Оно сложено чокраком, породы которого вследствие погружения складки уходят под слои караганского горизонта. Углы падения на северо-восточном крыле около  $40^\circ$ , юго-западное крыло крутое, местами поставленное на голову и даже опрокинутое. Продольный разлом, разбивающий Кумторкалинскую складку по юго-западному крылу, на правой стороне реки переходит на северо-восточное крыло. По этому разлому, имеющему характер взброса и круто наклоненному на северо-восток, перекрыта как осевая часть, так и юго-западное крыло складки. Строение усложняется вследствие второго, более северного взброса, который, по данным С. Э. Мусслева, протягивается на восток до сел. Атлы-боюн и далее затухает. Следует подчеркнуть, что эта область передового хребта недостаточно детально изучена и картирована.

Шамхалбулакская антиклиналь, по представлениям В. Д. Голубятникова, возникает кулисообразно по отношению к затухающей Кумторкалинской антиклинали. Ее юго-восточное окончание срезано тем же Кумторкалинским взбросом; далее на северо-запад, однако, этот взброс местами переходит на юго-западное крыло, и мы имеем возможность наблюдать и сводовую часть складки. Последняя достаточно отчетливо вырисовывается в балке Исти-су, которая в работе Н. М. Маркина (743) названа Темиргоевской балкой. Песчаники более сильно смятого юго-западного крыла здесь сильнее дислоцированы, повидному, претерпели смещение и не совсем соответствуют песчаникам северо-западного крыла, но нижележащая нижняя глинистая толща чокрака, образует ясный антиклинальный перегиб с падением на северо-восточном крыле до  $40^\circ$ , а на юго-западном — до  $50$ — $60^\circ$ . Далее на северо-восток взброс переходит опять на северо-восточное крыло, которое является надвинутым (с перекрытием юго-западного крыла) на Капчугайскую синклинали. Шамхалбулакская антиклиналь затухает по направлению к западу, и далее в районе р. Сулака мы имеем уже моноклинальную толщу пород, разбивающую тем же взбросом.

Вопрос о существовании и структуре перечисленных складок имеет практическое значение, так как Шамхалбулакская и Кумторкалинская антиклинали представляют несомненный интерес с точки зрения их возможной нефтеносности.

Западнее Кизилбулакской антиклинали последовательно и кулисообразно по отношению друг к другу образуются Акайталинское и Муцидакальское поднятие, а южнее последнего — крупная Хадумская антиклиналь, сложенная в ядре верхним мелом и прорезанная р. Сулаком вкрест простирания примерно посередине. Едва ли можно считать, что Хадумская антиклиналь и антиклиналь Чубар-арка являются продолжением одна другой.

К северо-востоку от Талгинского купола отчетливо вырисовывается синклиналиная складка Тарку-тау, сложенная породами сармата.

а между нею и берегом моря расположено еще одно, сравнительно небольшое куполовидное поднятие — Махачкалинское, которое в настоящее время разбуривается в связи с выявленной промышленной нефтеносностью чокракских песчаников.

К югу от Талгинского района вырисовываются широкие синклинальные складки — Буйнакская и Хапчау-баш. Первоначально они считались одной крупной синклиналию, вытянутой в широтном направлении. Внимательное рассмотрение детальных съемок этого района, на которых закартированы отдельные пласты песчаников чокрака и карагана, убеждает в том, что синклинали Хапчау-баш и Буйнакская не являются продолжением одна другой, но имеют каждая свою осевую линию, причем осевая линия Хапчаубашской синклинали имеет северо-западное простирание, а Буйнакской — в восточной части также северо-западное, переходящее у г. Буйнакск в широтное. Эти две синклинали отделены друг от друга незначительным куполовидным вздутием, которое отчетливо проявляется в соответственных направлениях падения чокракских песчаников.

Складчатым формам восточной и западной зоны антиклинальных поднятий в Южном Дагестане и зоны передовых складок в Северном Дагестане сопутствуют крупные разрывные дислокации, имеющие в общем характер продольных разломов, с приподнятыми северо-восточными частями и с надвиганием последних на юго-западные. Они описывались обычно под названием надвигов, хотя правильнее их следует называть взбросами, так как поверхности нарушений обычно крутые и имеют угол наклона 60—70°, в редких случаях более пологие.

Первоначально образованию разрывных дислокаций относилось к времени после основной, восточнокавказской фазы складчатости: причём приуроченность разрывов к антиклиналям объяснялась различной степенью эрозии и уничтожением при ее посредстве на сводовых частях антиклиналей жестких толщ верхнесарматских известняков.

Некоторыми исследователями (Н. Ю. Успенская, И. О. Брод) высказывался взгляд, что наряду с этими некоторыми разрывы являются более ранними, чем такие складчатые формы, как, например, Кизил-булакская, Кумторкалинская и Избербацкая антиклинали, и что большинство дислокаций зарождается на границе майкопа и чокрака и не достигает меловых слоев. На основании сопоставления всех материалов в настоящее время представляется более обоснованным сделать следующие выводы. Приуроченность разрывов к антиклиналям говорит скорее о ранней временности их образования. Разрывы и взбросы начали, повидимому, образовываться в ту же восточнокавказскую фазу, как и основные складчатые формы района. Подвижки же по этим взбросам продолжались в послекачагыльское и послепионерское время, продолжают и сейчас. Однако амплитуда этих подвижек в более поздние эпохи невелика в сравнении с качагыльским. Подтверждением этому служат незначительные ступенчатые уступы в пионерских известняках и конгломератах в области взбросовых нарушений центральной части Гашинской антиклинали. В районе Аджи-ноура взбросовое нарушение, разбивающее складку, сложенную породами палеогена и мела, не имеет отражения в качагыле. Предположение, что эти нарушения зарождаются на границе чокрака и майкопа, нельзя считать обоснованным. Глубокие бурения и геофизические работы в районе Дагестанских Огней доказали совершенно определенно, что эти нарушения захватывают и майкоп, и фораминиферовые слои, и известняки верхнего мела.

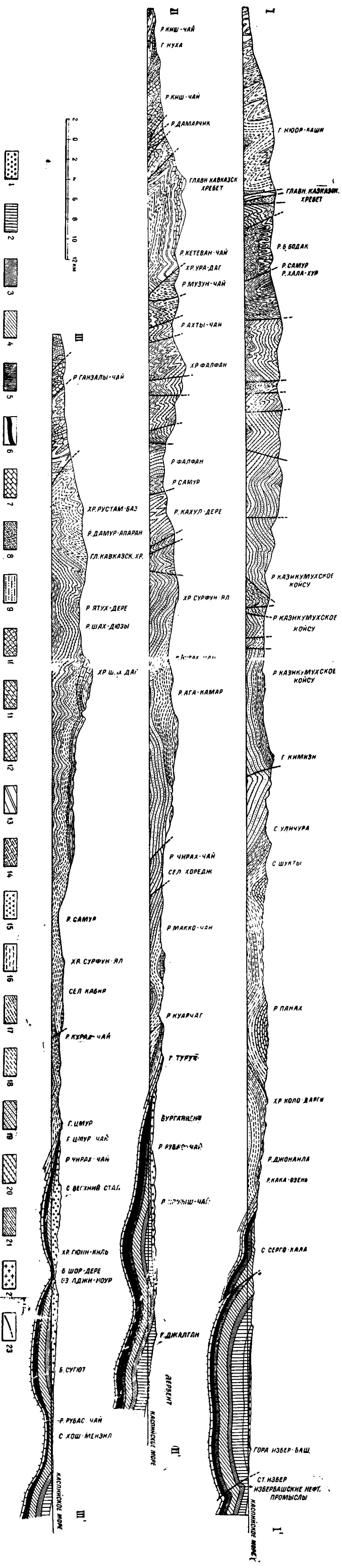


Рис. 27 Геологические разрезы Кавказа. Составил Д. Д. Голубовичков в 1940 г.

1 — известняк и известняк; 2 — известняк; 3 — известняк; 4 — известняк; 5 — известняк; 6 — известняк; 7 — известняк; 8 — известняк; 9 — известняк; 10 — известняк; 11 — известняк; 12 — известняк; 13 — известняк; 14 — известняк; 15 — известняк; 16 — известняк; 17 — известняк; 18 — известняк; 19 — известняк; 20 — известняк; 21 — известняк; 22 — известняк; 23 — известняк.

На основании имеющегося фактического материала можно сделать следующие выводы о главнейших фазах складкообразования для всей области Дагестана. Наиболее крупными и резко выраженными фазами, имеющими региональное значение, являются фазы складкообразования о А. П. Герасимову, 309) предтитонская (андийская) и преакачагыльская (восточнo-казская). Значительно слабее выражены тектонические движения в верхнелейасовое время (донецкая фаза), в верхах датского яруса и на границе с третичными отложениями (ларамийская фаза), после акачагыла (преаппшеронская, ронская фаза) и после аппшерона (предбакинская, валашская фаза). К началу повсеместной для Дагестана верхнеюрской трансгрессии вся эта область, сложенная нижней и средней юрой, являлась уже сложной складчатой областью, выведенной из-под уровня моря. В ряде мест, где сохранились верхнеюрские осадки — и на севере Дагестана, начиная от бассейна р. Аргуна, и на северо-востоке (бассейн рр. Сулака и Уллу-чай), и на юго-востоке (система Шах-дага), — везде они лежат трансгрессивно и с резким угловым несогласием на более древних отложениях.

Другой крупнейшей фазой складкообразования является восточно-кавказская фаза, резко подчеркивающаяся несогласным залеганием акачагыла на больших площадях в области развития третичных и отчасти мезозойских отложений. С ней связано образование всех основных структурных форм третичного Дагестана, которые мы наблюдаем в настоящее время, причем некоторые из них (складки мелового «Дагестанского клина» — Хадумский купол, Эльдам — Иргарт-баш, Талгинский купол) начали намечаться еще на границе мелового и палеогенового времени. В области развития мезозоя эта складчатость накладывалась на предтитонскую складчатость, что в значительной степени усложнило ее характер.

Весьма вероятно, что и основные линии разломов, как уже указывалось выше, намечались в эту же преакачагыльскую фазу. Они продолжали развиваться и существовать и в последующие, более слабые фазы складкообразования — в преаппшеронскую и предбакинскую. Несомненно, что подвижки по намечавшимся ранее разломам в области третичных отложений продолжаются и в настоящее время, как это доказано, например, для района Избер-баша. По таким же молодым разломам были выдвинуты и горстообразные поднятия Бокового и Главного хребтов: подвижки по этим разломам также продолжались и в последующие эпохи, продолжаются и в настоящее время, причем подвижки по разломам, ограничивающим Боковой хребет, происходят, видимо, несколько быстрее, чем по разломам, ограничивающим зону Главного хребта. Именно это обстоятельство является причиной того, что в настоящее время Боковой хребет, как орографическая единица, значительно выше Главного хребта — примерно на 1 км. В пользу продолжающегося поднятия обоих хребтов, особенно Бокового, говорит также каньонообразный характер ущелий рр. Андийского и Аварского Койсу, едва успевающих пропиливать поднимающиеся глыбы.

## ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОГО СКЛОНА КАВКАЗА МЕЖДУ РР. СУЛАКОМ И ТЕРЕКОМ

Северной границей описываемого здесь участка служит Кабардинско-Сунженский хребет, а южной — Боковой хребет от Казбека до Диклосмта. Участок имеет в ширину 80 км, по простиранию на юге 100 км, а на

севере — вдоль Черных гор — до 160 км. На этой небольшой территории северного склона Большого Кавказа все тектонические элементы, его слагающие, являются особенно сильно сжатыми.

Тектонического строения рассматриваемой области касались многие исследователи Кавказа. Схематические профили вдоль Восточно-Грузинской дороги можно найти в работах Э. Фурнье (1303), Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1317), А. Гейма (1309) и В. П. Ренгартена (959, 1333). Результаты более детальных исследований В. П. Ренгартена изложены в его более поздних работах (951, 977, 1332). Тектоника долин рр. Ассы и Фортанги разбирается в работах В. П. Ренгартена (952), К. А. Прокопова (868, 871) и Л. А. Гречишкина (375). Для верховьев рр. Чанты-Аргуна и Гехи схематический профиль дает А. Н. Рябинин (1023). Гораздо более обстоятельные данные по геологическому строению бассейна р. Чанты-Аргуна заключаются в работе В. М. Паца (811). По Черным горам мы имеем работы Н. А. Кудрявцева (656), Б. А. Алферова (12) и Н. С. Шатского (1231, 1233).

Как и в других частях северного склона Кавказа, наблюдаемые тектонические формы возникли не одновременно, но отражают влияние многих тектонических фаз. Трансгрессивное и несогласное залегание верхней юры на дислоцированных в предкелловейскую фазу сланцевых толщах нижней и средней юры позволяет особенно резко разграничить область развития более древних, в основном возникших в мезозое структур от области структур, образовавшихся в третичные фазы.

Северная тектоническая зона сложена толщей известняков верхней юры и валанжина (от 1250 до 1600 м), песчано-мергельными отложениями нижнего мела (600—1050 м), известняками верхнего мела (от 250 до 690 м), мергелями эоцена (250 м), глинисто-песчанистыми толщами олигоцена и миоцена (от 2000 до 2900 м) и песчано-конгломератовыми свитами плиоцена (более 2000 м). Общая мощность отложений, слагающих видимые на поверхности структуры, доходит до 7000—7700 м.

Самые крупные структуры являются в то же время и наиболее молодыми. Это — сложностроенное поднятие Передовых хребтов описываемых отдельно, депрессия Сунжи и поднятие Черных гор. Эти структуры сформировались окончательно в четвертичное время, и породившие их колебательные движения, по видимому, продолжают действовать и по настоящее время. Сунженская депрессия вместе с лежащей западнее Владикавказской мульдой имеет характер пологой синклинали, протянувшейся в широтном направлении на 200 км при ширине от 12 до 35 км. Концы изогнутых дугообразно оконечностей Передовых хребтов в виде Кабардинского хребта на западе и Гудермесского на востоке замыкают Сунженскую депрессию. Кроме того, от Сунженского хребта ответвляется Алдынская брахиантиклиналь, почти совсем обособляющая восточную часть Сунженской депрессии. Описание всех этих структур дается в разделе, посвященном тектонике Передовых хребтов.

Черные горы составляют часть северного склона общего сводообразного поднятия Большого Кавказа. Антиклинальные структуры в Черных горах сформировались во время верхнетретичных фаз, и самые молодые континентальные толщи, относимые к акчагылу и апшерону, затронуты этими структурами лишь в слабой степени. Мелкие сбросы и сбрососдвиги меридионального направления, по видимому, образовались в самые последние фазы. Направление осевых линий антиклинальных структур различным образом уклоняется от широтного. В плане они обрисовывают два пологих дугообразных выступа к югу, один в районе р. Ардона, дру-

гой — по границе с Дагестаном, в верховьях р. Хулхулау. В соответствии с этим от р. Ардона до Камбилеевки простирание складок и разломов имеет направление на восток-северо-восток. От Камбилеевки до границ Дагестана господствуют направления складок на восток-юго-восток, переходящие во внутреннем Дагестане в широтные. Таким образом, на описываемом нами участке Черных гор мы имеем ряд антиклиналей, косо погружающихся и исчезающих в обширной Сунженской депрессии. С востока на запад можно отметить следующие антиклинальные структуры.

Муцидакальская антиклиналь, описанная Н. И. Андрусовым (34а) и Н. С. Шатским (1231), образована в ядре на р. Сулаке глинами хадумского горизонта и при общих мягких очертаниях осложнена в своде резкой мелкой складчатостью. К востоку и к западу от р. Сулака антиклиналь разглаживается, сливаясь с общей моноклиалью. Однако значительно западнее на ее продолжении возникает Гудермесская антиклиналь.

Хадумская антиклиналь входит в описываемую область в ущелье р. Сулака. Она имеет очень плоский свод и ядро, сложенное нижнемеловыми отложениями у сел. Зубутль на р. Сулаке. На протяжении 36 км к западу, где погружающаяся антиклиналь сложена последовательно всеми горизонтами верхнего мела и третичной системы, Н. С. Шатский (1231) описывает целый ряд усложнений в этой структуре, особенно в пластичных майкопских породах. От Дылыма до Ножай-юрта южное крыло антиклинали усложняется Гилянским надвигом, срезающим даже акчагыльские отложения, что говорит о большой молодости этой разрывной дислокации. Общее направление Хадумской антиклинали, несколько приближающееся к широтному, не позволяет считать ее продолжением складок Гудермесского хребта.

Беновская антиклиналь построена более правильно. Крылья наклонены в среднем под углами в 15—20° и лишь местами падение доходит до 50—60°. Складка возникает на фоне моноклиального мелового хребта Сала-тау и протягивается в направлении на запад-северо-запад километров на двадцать. В наиболее приподнятой части антиклинали, у сел. Беной, известны проявления нефти, приуроченные к чокракско-спирялисывым слоям. К западу от р. Гумса складка постепенно разглаживается. Навстречу к ней от г. Грозного направляется Алдынская антиклиналь, погружающаяся под четвертичные отложения Сунженской депрессии.

Широкая и пологая Варандинская антиклиналь переходит с широтным простиранием из Дагестана, где в верховьях р. Хулхулау в ядре ее выступают верхнеюрские известняковая и гипсоносная свиты. По Чанты-Аргуну, у сел. Варанды, антиклиналь сложена в ядре верхним мелом и далее при погружении на запад-северо-запад облекается всеми членами третичного разреза. Четвертичный покров Сунженской депрессии скрывает ее возможное продолжение.

Обширная и пологая Шатоевская мульда вдоль своего южного крыла сложенная меловыми и верхнеюрскими отложениями, срезана эрозионным эскарпом, составляющим на большом протяжении — от Дагестана до верховьев рр. Мартана и Гехи — границу рассматриваемой тектонической зоны. Здесь в известняках верхней юры и валаяжина обрисовывается новая, довольно крутосклонная (40—55°) Чижгинская антиклиналь, известная далее под именем Датыхско-Галашкинской. В районе сел. Мереджой-берем эта, уже довольно плавная антиклиналь (с уклоном крыльев в 25°) облекается третичными отложениями и при пересече-



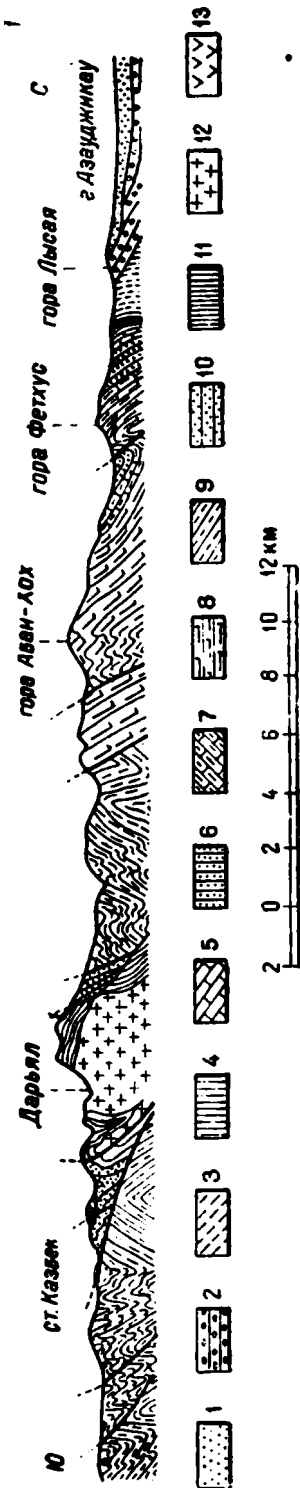


Рис. 28. Геологический разрез вдоль Военно-Грузинской дороги (по В. П. Ренгартену).

1 — асчгагыл и апшерон; 2 — мзотис и понт; 3 — верхний и средний мзотис; 4 — палеоген; 5 — верхний мзт; 6 — алт. 6, ант. барем и готерия; 7 — мелшпик; 8 — верхняя юга; 9 — верхняя юга; 10 — орудный желас; 11 — нижний желас; 12 — гранит; 13 — адемант.

чнии ею р. Фортанги у сел. Нижний Датых обнаруживает в майкопских отложениях признаки нефтеносности. К западу от долины р. Ассы Датыхско-Галашкинская антиклиналь разглаживается и погружается под четвертичный покров Владикавказской мулды. Однако несколько севернее возникает еще Назранское поднятие, сложенное апшеронско-акчагальскими конгломератами и в ядре у сел. Плиско — мзотисом. Это поднятие с северо-западным простиранием примыкает к Сунженскому хребту и разделяет Сунженскую и Владикавказскую депрессии.

Алкуно-Кориламская антиклиналь начинается очень близко от предыдущей в верховьях р. Гехи — и сразу обнаруживает сильное сжатие и мелкую второстепенную складчатость в своде. Ее южное опрокинутое крыло подсечено крупным разломом. Верхнеюрские, а затем меловые породы прослеживаются в сводовой части антиклинали до долины р. Фортанги, где уже разрыва в опрокинутом южном крыле не наблюдается. За сел. Алкун на р. Ассе антиклиналь круто погружается к западу-северо-западу, но все еще ясно выражена в апшеронско-акчагальских конгломератах верхнего течения р. Сунжи.

Ушкортская антиклиналь отделена от Алкуно-Кориламской узкой, местами усложненной синклиналью. Начинаясь несколько западнее верховьев р. Гехи, она получает коробчатое сечение. В ее южном крыле развивается надвиг, амплитуда которого изменяется на коротком протяжении. От р. Гехи до Камбилеевки простирание антиклинали западно-северо-западное. Здесь ее ядро, сложенное известняками верхней юры и валанжина, погружается под четвертичные наносы Тарской котловины. Между рр. Камбилеевкой и Терекком сводовая поверхность антиклинали вновь воздымается, образуя горы Известковую и Фетхус (рис. 28). По рр. Тереку и Гизель-лону простирание антиклинали выдерживается широтное, а по направлению к Фиаг-лону заметно уклоняется к западу-юго-западу (В. П. Ренгартен, 1948). На всем протяжении южное крыло срезывается поверхностью надвига, из-под которого выступают в синклинали разные члены мелового разреза вплоть

до верхнего мела (у сел. Верхняя Кубань). В бассейне Фиаг-дона Фетхуская антиклиналь раздваивается, и северная ветвь, осложненная Карцадонским разрывом, прослеживается до ущелья Ардона, а южная, превращенная в довольно пологую чешую надвига, выходит на южный эскарп Скалистого хребта у сел. Биз.

Высокая гребневая зона Скалистого хребта на всем протяжении от Ассы до Ардона образована несколькими резкими складками, осложненными разрывами (горы Цорей-лам, Цей-лам, Мат-лам, Адай-хох, Тбаухох, Кариу-хох). На западе эти складки замещаются несколькими надвинутыми друг на друга чешуями (Л. А. Варданянц, 194, 224). Местами наблюдается срыв всей известняковой верхнеюрской толщи и перемещение ее по более круто дислоцированным отложениям сланцевой юры (В. П. Ренгартен, 951).

Южная тектоническая зона в рассматриваемой части Кавказа сложена в основном ниже- и среднеюрскими сланцевыми толщами. Тектонические структуры сформировались, главным образом, здесь уже в предкевлловейские орогенические фазы. Третичные фазы тектогенеза внесли в эту структуру лишь ряд усложнений, но не смогли ее совершенно перестроить. В этой высокогорной части северного склона Кавказа можно отличить две зоны — зону «нормальных» глинистых сланцев и зону аспидных сланцев Главного хребта (В. П. Ренгартен, 952). Различная степень метаморфизма пород, слагающих эти две зоны, вызвана, повидимому, различной напряженностью проявления тектонических процессов (дислокационный метаморфизм). Это обуславливает постепенность нарастания метаморфизма сланцев с севера на юг. С другой стороны, древнейшие сланцевые свиты нижнего и среднего лейаса, испытавшие, кроме альпийских фаз и предкевлловейской (адыгейской) фазы, еще и деформации, связанные с донецкой фазой, отличаются большим уплотнением, окремнением и сильным развитием кливажа. Древний субстрат, сложенный палеозоем и гранитами, выступает на описываемом участке только на западе — в Дарьяльском ущелье и в верховьях р. Геналдона.

В подзоне «нормальных» глинистых сланцев тектонические структуры образованы отложениями тоарского и ааленского ярусов. Мощность верхнего лейаса в бассейне Терека всего только в 1500 м, по р. Ассе — 2000 м, доггер — 1500 м, а в бассейне Чанты-Аргуна, по данным В. М. Паца (811), мощность верхнего лейаса составляет 2400 м, а сланцево-песчаниковая серия байоса и бата — 3600 м, всего, стало быть, до 6000 м.

Тектоника рассматриваемой зоны выражается довольно интенсивной складчатостью, местами мелкой и прихотливой. Проследить на большом расстоянии распространение отдельных тектонических элементов пока еще не представляется возможным. В долине р. Терека на протяжении 8 км насчитывается 5—6 более крупных антиклиналей и ряд мелких. В долине р. Ассы на расстоянии 6 км отмечено 8 антиклиналей. По р. Чанты-Аргуну В. М. Пац (811) рисует на протяжении 13 км до 9 не слишком сжатых антиклиналей. Складки или стоячие, или несколько опрокинутые к северу. Некоторые небольшие по амплитуде складки могут быть сгруппированы в более крупные антиклинории (например, Итумкалинский). В зоне, переходной к аспидным сланцам, проявляются разрывные дислокации, поверхности которых круто наклонены к югу с подъемом южных крыльев (ущелье Дарьяла, рр. Джерах-чоч, Нелх, устье р. Тюолой). Эти взбросы зародились, повидимому, в докевлловейское

время, но продолжали проявляться даже в четвертичное время. Другие надвиги с более пологим падением поверхностей к северу и движением верхних крыльев с севера на юг (Урсдонский, Пуйский и др.), связаны с третичными фазами диастрезизма.

Зона аспидных сланцев приурочена к Боковому хребту. Ее северная граница от Дарьяла направляется на восток-юго-восток к массиву Диклос-мта и сопровождается упомянутыми выше взбросами. В Дарьяле отчетливо выражена крупная веерообразная антиклиналь с ядром древних гранитов. Южнее развита еще система сжатых и опрокинутых к югу складок. Восточнее древний субстрат более не выступает, но крупные сжатые складки, образованные ниже- и среднепалеозойскими аспидными сланцами, общей мощностью свыше 2500 м, обрисовывают также веерообразный антиклинорий. Эти структуры были уже сформированы в докембрийские тектонические фазы (донецкую и адыгейскую). В третичные фазы здесь возникли наклоненные к северу трещины, по которым произошло внедрение диабазов. По еще более пологим разломам южное крыло этого антиклинория было надвинуто на юг (Казбекско-Циклаурский надвиг).

Более южные тектопические зоны здесь не рассматриваются, так как описание их вошло в т. X «Геологии СССР».

## ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО СКЛОНА

Область северного склона Главного Кавказского хребта между р. Белой на западе и р. Терек на востоке охватывает самую высокогорную и геологически самую сложную часть этой горной страны. В строении этой области при большом разнообразии деталей имеются некоторые общие черты. Везде мы можем отметить с одной стороны высокогорную часть, представляющую сложно построенное горстовое поднятие, с преобладанием в одних случаях глыбовых, а в других — складчатых форм (при этом с более или менее ясно выраженным веерообразным строением самого поднятия), а с другой стороны — пояс высоких предгорий, сложенных средним и верхним мезозоем и третичными осадками, где преобладают складчатые формы дислокаций. В зависимости от местных особенностей всю эту область можно разделить на пять районов, которые описаны ниже каждый в отдельности.

Бассейны рр. Белой и Большой Лабы. На этом участке между долинами рр. Большой Лабы и Белой мы видим в составе хребта не только всю мезозойскую толщу, но и весь верхний палеозой, значительную часть среднего и нижнего палеозоя и докембрий. Вся эта толща пород собрана в складки, составляющие три зоны антиклинальных поднятий северо-западного простирания (рис. 29), разделенных друг от друга продольными депрессиями и огражденными разрывами со значительными амплитудами перемещений (В. Н. Робинсон, 1962, 1967, 1968). Северная из этих зон, зона Передового хребта, на северо-западе, по р. Сахраю, сложена в ядре нижним триасом, а местами, например вблизи гор Слесария (1954 м) и Малый Тхач (2240 м), даже докембрием. Далее к юго-востоку ось складки погружается, в ядре снова появляются скифские слои (хр. Агиге), которые в районе р. М. Лабы снова отступают на крылья, заменяясь в ядре древними кристаллическими сланцами и гранитами. По северо-восточному, сравнительно пологому склону зоны различаются два параллельных антиклинальных перегиба с выходами в ядрах триасовых и пермских пород, разделенных мест-

ными мульдами с осадками нижней юры. Только севернее линии, проходящей примерно через гору Ачхоко (1432 м), сел. Верийот на р. М. Лабе и гору Б. Беден (1766 м) на р. Б. Лабе, вместе со сплошным развитием юрских отложений породы приобретают моноклинальное падение к северо-востоку. Такое же усложненное строение имеет и юго-западное крыло зоны, на котором отчетливо выступает ряд брахисинклиналей, выполненных осадками лейаса (уроч. Мертвая балка, хр. Скирда, верховья р. Маркопидж). Вся эта зона, постепенно погружаясь на северо-запад, к западу от сел. Сахрай уходит под толщу моноклинально залегающих юрских отложений.

Эта антиклинальная зона как на северном, так и на южном склонах осложнена целым рядом продольных разрывов, особенно сближенных

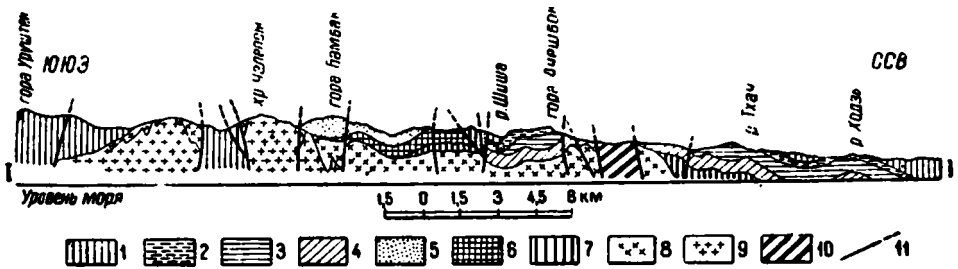


Рис. 29. Геологический разрез в Кавказском Заповеднике (по В. Н. Робинсону).

1 — нижняя юра; 2 — верхний триас; 3 — средний триас; 4 — нижний триас; 5 — нижняя пермь — каменноцветная свита; 6 — верхний и средний карбон — продуктивная свита; 7 — нижний палеозой; 8 — докембрий; 9 — инсталлические сланцы; гнейсы и пр.; 9 — граниты, сиениты, кварцевые двориты; 10 — серпентиниты; 11 — разрыв.

там, где широко развиты жесткие массы докембрия — район гор Слесарни, (1954 м) и Афонки (2040 м). Разрывы северного крыла, отличаясь крутым падением к югу, сопровождаются относительно небольшим перемещением масс на север, разрывы же южного крыла, отмеченные надвигами древних толщ на более молодые и движением на юг, отличаются более пологими наклонами поверхностей и значительными (в несколько сот метров) амплитудами перемещений. Таким образом, ядро этой зоны имеет форму наклонного на юго-запад приподнятого клина, осложненного поперечными разрывами. Местами, например, в бассейне р. Армовы и по верховьям рр. Маркопидж и Бескес, такие разрывы встречаются пачками и разбивают весь клин на второстепенные горсты, грабены и ступени.

Зона Передового хребта ограничена с юга нижнеюрской синклиналью, хорошо наблюдаемой к югу от сел. Сахрай до р. Киши. С юго-запада она обрезана крупным разрывом, служащим северной границей второй антиклинальной зоны, которую В. Н. Робинсон называет зоной Бамбака и Пшекиша или промежуточной зоной (982, 997, 995).

Эта зона имеет форму ясной складки только в бассейне р. Белой (778), где на северо-западе в ее ядре выходят толщи верхнего карбона, к юго-востоку сменяемые метаморфизованным нижним палеозоем. Восточнее р. Киши, в районе Бамбакского нагорья, эта складка распадается на несколько, более мелких параллельных антиклиналей и синклиналей, осложненных продольными разрывами небольшой амплитуды. Самая се-

верная из этих частных антиклиналей, имея в ядре слои среднего карбона, вытягивается по левому берегу р. Шиши (правый приток р. Киши) и вдоль хр. Дзювя (2340 м). Средняя антиклиналь отмечена выходами нижней красноцветной перми в верховьях рч. Бамбачки (левый приток р. Уруштена). Те же нижнепермские породы на юго-восток от сложенного гнейсами, гранитами и кварцевыми диоритами хр. Челепсы слагают ядро и третьей, самой южной из этих антиклиналей, которая на юге ограничена от большой синклинали продольных долин крутым продольным разрывом.

Ось всей этой антиклинальной зоны погружается как к северо-западу (близ сел. Хамышки на р. Белой), так и к юго-востоку (по р. Алоусу, правому притоку р. Уруштена), уходя в обоих направлениях под толщу нижнеюрских осадков; последние выполняют также и синклиналь, расположенную по продольным долинам речек Ачипсты (левый приток р. М. Лабы), Умпыра (правый приток р. М. Лабы) и Закана (левый приток р. Б. Лабы). Надвиг, ограничивающий с севера зону Пшекиша и Бамбака, круто наклонен на юго-запад, и движение масс здесь шло на северо-восток с амплитудой, наибольшей в области долины р. Уруштена и верховий р. Шиши. Южный же разрыв этой зоны, имеющий наибольший размах в хр. Челепсы, характеризуется крутым наклоном на северо-восток. Таким образом, зона эта представляет почти равно-сторонний веерообразный клин (982).

Третья складчатая зона обнимает уже область Главного хребта и названа поэтому В. Н. Робинсоном зоной Главного хребта (982, 997, 995). Она имеет облик антиклинали, и в ее ядре по р. Уруштене выступают древние гнейсы и граниты, область развития которых к юго-востоку от вершин Псеашхо (3250 м) и Алоус (2954 м) значительно расширяется, отделяясь на севере и на юге крупными продольными разрывами от лейасовых отложений, выполняющих продольные долины рр. Закана и Б. Лабы на севере и р. Мзымты на юге. Оба разрыва, из коих амплитуда северного значительно больше, имеют поверхности иногда вертикальные, иногда круто падающие на юго-юго-запад, и так как и на севере и на юге так же наклонены и юрские слои, то вся зона принимает характер глыбы с выдвинутым древним ядром, наклоненной на северо-восток. Это же наблюдается и на водоразделе между рр. Уруштеном и Кишой, где юрские осадки налегают на гранитное ядро. Еще дальше к северо-западу, уже на погружении складки, по р. Кише и ее правому притоку рч. Грустной еще раз, благодаря дополнительному короткому разрыву, возникает небольшое горстообразное поднятие кристаллического ядра этой антиклинали.

Все эти три зоны не раз испытывали колебательные движения, нередко противоположного в соседних зонах знака, чем обусловлена различная последовательность осадочных толщ в двух соседних глыбах.

Район Красной Поляны и Адлера. К югу от зоны Главного хребта в области перевальных частей его развиты аспидные сланцы лейаса, наклоненные к югу на сложную построенную зону нижнекаменноугольных сланцев, песчаников и известняков (В. Н. Робинсон, 984). Такие по наклонной к северу поверхности в свою очередь надвинуты на аспидные сланцы, собранные в складки, в ядре одной из которых в бассейне р. Ачипсы (правый приток р. Мзымты) выступают кристаллические сланцы, с юга оборванные и надвинутые на сильно складчатую зону глинистых сланцев лейаса.

Вблизи Красной Поляны эти глинистые сланцы соприкасаются по ненормальному контакту со среднеюрской туфогенно-порфиритовой серией, местами же налегают прямо на флишевые толщи верхней юры и нижнего мела. Последние образуют ряд антиклинальных и синклинальных складок хребта Ахцу и, по данным А. Л. Козлова, уступают дальше на юго-запад место меловым и третичным толщам, отделяясь от них крутым, наклоненным к северо-востоку разрывом.

Круто поставленные, разделенные разрывами опрокинутые пачки смятых отложений неокома, верхнего мела, пестрой эоцено-олигоценовой серии, снова баррема, пестрых пород низов третичной системы, осадков эоцена и маастрихта сменяются, наконец, наклоненной к юго-западу антиклиналью сеноп-гуронских осадков, за которой следует синклиналь, выполненная смятыми в мелкие складки отложениями верхов мела и палеогена. Еще дальше поднимается довольно пологая Ахштырская антиклиналь с верхним мелом в ядре около сел. Голицынки. В более северо-западных районах, ближе к Сочи, между берегом моря и Ахштырской складкой вырисовывается еще одна — Ахунская — антиклиналь.

Район верховьев р. Кубани. Еще отчетливее глыбово-складчатая тектоника выступает на р. Кубани, в районе работ Г. П. Агалина (5). Здесь, на северной окраине высоко поднятого массива верховьев р. Кубани, на широте сел. Уччулан проходит целая серия продольных разрывов, разбивающих гнейсы докембрия, породы нижнего палеозоя и карбона на ряд узких линзообразных сильно смятых тел. Поверхности разрывов здесь круто падают на север, и вся эта полоса опущена и несколько перекрыта расположенной севернее глыбой, сложенной исключительно метаморфизованными сланцами палеозоя. Но эта последняя глыба примерно на широте гор Ныхыт-баши (2957 м) — Биазырта (3162 м) — Эльмэз-тубе (3264 м) оборвана вытянутой почти по широте, круто наклоненной на юг поверхностью, приподнята и несколько надвинута на севернее лежащую глыбу, построенную, главным образом, отложениями каменноугольного возраста. Несколько севернее сел. Джазлык и оз. Хорла-кель проходит новый широтный разрыв, круто (80—95°) падающий на юг, по которому карбоновые толщи приподняты и надвинуты на юрские осадки, имеющие далее на север сплошное распространение. В этих глыбах на р. Худес видно несогласное налегание карбона на древние толщи (верхний докембрий?), которые в долине р. Кубани слагают антиклиналь широтного простирания.

В самой южной части этого района, уже на южном склоне Главного хребта, граниты и кристаллические сланцы обрезаны разрывом, падающим круто на север, и надвинуты к югу на палеозойские и юрские отложения сванетского антиклинория.

В северной части района, занятой исключительно отложениями нижней юры, мы имеем лишь очень пологую складчатость с углами наклона крыльев не более 10—15°. И здесь не редки разрывы, один из которых, круто падающий на юго-запад, проходит по низовьям правых притоков р. Кубани, по речкам Индыш-арты-кол, Индыш, Аман-кол и Джалан-кол, и приводит в соприкосновение приподнятых на юге сланцы верхнего докембрия (?) и граниты с опущенной на севере юрой.

Дальше к северу, в Хумаринском угольном бассейне, по данным акад. П. И. Степанова (560, 1106), Г. Е. Пилученко, А. А. Макаренко и др., многочисленные крутопадающие сбросы разного простирания и большей частью небольшой амплитуды, разбивают нижнеюрские отложения на ряд небольших глыб (клавишей). Такие сбросы в большинстве не

затрагивают ааленского горизонта, трансгрессивно перекрывающего более древние горизонты юры. Здесь же есть указания на присутствие надвига с пологим падением поверхности разрыва.

Район Кабардинской АССР. В Кабардинской АССР, к югу и юго-востоку от г. Нальчика, развиты третичные, меловые и юрские отложения, местами собранные в пологие, широкие складки, а большей частью обладающие моноклинальным, под разными углами, наклоном на северо-восток. Это простое строение резко меняется в области так называемого Передового хребта, где из-под средне- и нижнеюрских сланцев и песчаников выходит на поверхность жесткое основание в виде мощной свиты докембрийских кристаллических сланцев, прорванных интрузией докембрийских (?) гранитов. Здесь поздние движения не смогли вызвать возникновение правильных складок, а привели к ряду продольных разрывов по наклонным в северные румбы довольно крутым поверхностям с надвиганием северных глыб на южные (рис. 30).

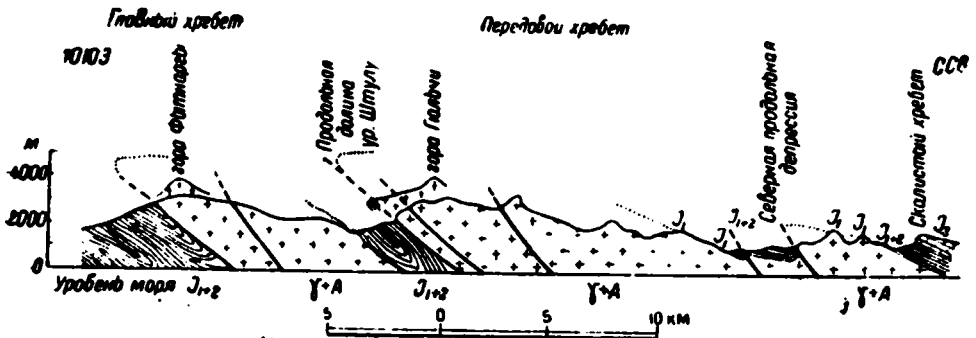


Рис. 30. Геологический разрез вдоль р. Черек (по И. Г. Кузнецову).

Так, вблизи устьев рек Хапчи-су и Саурдан юрская толща, немногочисленная севернее расположенная на высоте 960—1070 м над дном долины р. Черек, снова оказывается на дне долины, будучи смята, раздроблена и поставлена впритык к докембрийским кристаллическим сланцам. Местами по левому склону этой долины юрские осадки имеют опрокинутое залегание, и весь характер тектоники указывает, что здесь продольным нарушением разорвана антиклиналь, причем ее северо-восточное крыло надвинуто на юго-западное, с амплитудой вертикального смещения до 950—1050 м. Вверх по этой же долине от устьев указанных рек обнажен правильный и спокойный, разрез полого падающей на северо-восток юры, причем местами в глубоких ущельях (рч. Курноят-су, справа) видно ее трансгрессивное налегание на граниты. Однако близ впадения рч. Мачильды (слева) и рч. Саугам-су (справа) снова на дне долины показываются круто поставленные верхние слои юрской толщи, снова намечается продольный северо-западного простирания разрыв с надвигом северного крыла на южное. Дальше к югу юра, налегая на докембрийские толщи, быстро поднимается до очень больших высот и, наконец, выходит в воздух, чтобы в области продольных долин (рч. Кара-су) еще раз появиться в виде сильно сжатой и опрокинутой на юг синклинали, на которую надвинуты с севера граниты и кристаллические сланцы Бокского хребта (675). Подобные же разрывы северо-западного простирания наблюдаются и в докембрийских кристаллических породах, будучи отме-

чены зонами милонитов, полосами смятия и явными надвигами гранитов на сланцы, например, выше устья рч. Тютюн-су.

Помимо продольных разрывов, можно предполагать и поперечные. Так, на правом склоне долины р. Черека, между устьями речек Хашчи-су и Саугам-су, граниты на большой площади выходят на поверхность, перекрываясь юрой лишь на высоте 300 м над руслом, а напротив, по левому склону долины, между устьями речек Чайнашки и Мачильды-су, юрские осадки спускаются до самого дна долины. Подобные же поперечные сбросы северо-восточного простирания отмечаются во многих местах в юрской толще.

Таким образом, послепермский (третичный?) диастрофизм сказался в умеренной складчатости пластичных покровных толщ и в разрывах и перемещениях отдельных глыб в жестком субстрате. Древние же циклы складкообразования (докембрийская эра) сказались, наоборот, в чрезвычайно сложных нарушениях кристаллических сланцев, собранных в крутые складки с изменчивым простиранием. Есть указания на то, что элементы западно-северо-западных разрывов намечались уже в то далекое время, и один такой разрыв, повидимому, имеется на широте сел. Нижний Чегет и Шишки.

Район Горной Осетии. Тот же в общем характер тектоники устанавливается, по данным Л. А. Варданянца (178, 194, 224), и в Горной Осетии, где немаловажной особенностью тектонических схем является доказанность крупного значения последних, наиболее молодых движений.

Значительная интенсивность варисских движений, вызвавших заметную метаморфизацию карбоновых (филлиты) и пермских (мраморизованные известняки) отложений и отсутствие здесь триасовых осадков, сменялась продолжительным периодом накопления юрских морских отложений. В это время складкообразовательные движения происходили в предтоарское (нижнетоарское) время (донецкая фаза), в предкелловейское время (адыгейская фаза) и в предтитонское (нижнетитонское) время (андийская фаза). Кроме того, Л. А. Варданянц указывает для Горной Осетии еще и верхнеоксфордскую (предлузитанскую) фазу движений, пока нигде более на Кавказе еще не отмеченную, но, повидимому, игравшую немалую роль в Крыму. Донецкая фаза сопровождалась интрузиями и излияниями магматических масс и выбросами туфов, по составу от дацитов до базальтов и диабазов.

Осадки продолжали накапливаться в меловом периоде и в течение всего палеогена и значительной части миоцена, хотя в течение двух последних эпох и не распространялись, по всей вероятности, далеко на юг. Вместе с тем происходили от поры до времени и слабые складкообразовательные движения.

Повидимому лишь в самом конце миоцена, в предэоценовое время, когда море ушло далеко на север, движения (аттическая фаза), захватив также и всю зону северного склона и оживив старые разрывы, выдвинули систему опрокинутых на юг, постепенно смягчающихся к северу складок. Следующая фаза — предакчагыльская (кавказская) — еще более выдвигает по вертикали отдельные складки и окончательно оформляет основные антиклинальные области, выжатые кверху в виде клиньев. С этой фазой связано значительное оживление вулканической деятельности в виде массовых излияний лав андезитового и дацитового типа. Процессы общего усложнения структуры (дальнейшее формирование складок в северных предгорьях и подъем кверху вера в центральных



частях хребта) продолжались и в следующую фазу движений — предальперонскую (предгюнцскую, ронскую).

Предбакинская (предминдельская, валашская) фаза застала уже всюду достаточно сформировавшиеся структуры и могла поэтому сказаться лишь в некотором их усложнении. То же можно сказать и о последующей, еще более молодой фазе диастрофизма — верхнечетвертичной (по Л. А. Варданянцу).

По данным Л. А. Варданянца, в Горной Осетии можно различить три зоны: зону северных предгорий, зону северного склона и зону Казбекского диабазового хребта. Первая зона, сложенная, главным образом, верхнеюрскими отложениями, характеризуется в общем довольно спокойными складками коробчатого типа, в целом виде сохранившимися только в более восточных частях области (горы Тбау-хох, Корралжина), а на западе, благодаря разрывам и смещениям, получившими форму надвинутых одна на другую моноклиналией. Разрывы имеют здесь почти широтное простирание и крутое падение в северные румбы, причем более южные разрывы имеют менее крутое падение. К западу разрывы сближаются, и амплитуда их возрастает. Во всей зоне надвиги направлены на юг, за исключением компенсирующих взбросов с обратным движением, и всюду более молодые толши юры надвинуты на более древние горизонты той же системы.

Зона северного склона в общем характеризуется рядом антиклинальных складок, сложенных в ядрах доюрскими породами. Северная из них, Садонско-Упальская, на севере и юге ограниченная падающими к югу разрывами, представляет выжатый вверх и наклоненный к северу клин, внутри разбитый, кроме того, рядом второстепенных диагональных разрывов. Широтная, близкая к коробчатому виду Фиагдонская складка также с обеих сторон оборвана падающими к югу разрывами.

Третья антиклиналь этой же зоны, Джимарайхохская, в полном виде сохранилась только на востоке области, в истоках рр. Гизель-дона и Генал-дона, где в ядре ее залегают пермские, каменноугольные (?) и докембрийские (?) образования. Складка эта сильно сжата и опрокинута к северу, а на юге оборвана падающим к северу Гутнати-кау — Шаухохским разрывом. В западной части, по р. Архону, вследствие этого разрыва от всей складки остается лишь моноклинально наклоненная к северу часть северного крыла. В восточной части складки ее северное крыло обрезано и опущено почти вертикальным (Геналдонским) сбросом широтного простирания. Весьма возможно, что западным продолжением Джимарайхохской складки является в долине р. Ардон крупная, опрокинутая к северу антиклиналь, северное крыло которой обрезано значительным, круто падающим на юг, сбросом (Нузальским) с поднятым южным крылом.

Зона Казбекского хребта, характеризуемая мощным развитием диабазовых пород, представляет, повидимому, сложную, опрокинутую к югу антиклиналь, на западе которой в ядре выступают метаморфизованные породы палеозоя и кристаллические сланцы. В долине р. Бад она круто погружается к востоку. Вновь эта антиклинальная форма поднимается к поверхности на коротком протяжении в бассейне р. Терек в Дарьяле, где ядро ее сложено почти исключительно древними гранитами.

Южнее этой складки проходит, ограничивая ее, крутый Адайкомский разрыв широтного простирания, прослеживаемый от Мамисонского перевала до ущелья р. Дзамараш-кома (правый исток р. Фиаг-дона). По этому разрыву, круто падающему к северу, а местами почти вертикаль-

ному, складка надвинута к югу на отложения лейаса, собранные в систему складок, опрокинутых то на север, то на юг.

Эта полоса отложений лейаса с южной стороны обрезана крупнейшим широтным разрывом (Тибский надвиг), падающим к северу, по которому сланцы лейаса надвинуты к югу на флишевую серию верхней юры и нижнего мела, образующую ряд крутых прямых или несколько опрокинутых к югу складок (Л. А. Варданянц, 178, 224; И. Г. Кузнецов, 672, 683). Продолжение этого надвига к востоку установлено и в районе Военно-Грузинской дороги, на южном склоне Главного хребта (В. П. Ренгартен, 951).

По исследованиям Л. А. Варданянца в Северной Осетии, Большой Кавказ представляет в основном веерообразный антиклинорий, несколько асимметрично наклоненный на юг, с осевой линией, проходящей через Кассарское ущелье на р. Ардоне и Дарьяльское на р. Тереке. Более поздние движения обусловили возникновение в его пределах чешуйчатой структуры, с надвигами к югу, более ярко выраженной на южном крыле.

М. М. Тетяев (1136) в общем разделяет эту концепцию, но придает надвиговым явлениям, одновременным со складчатостью, весьма малое значение. По его схеме все складки северного склона уступами опускаются к северу, и северные складки уходят под равнину, причем в районе рр. Ардона и Терека они испытывают перелом осей: в северо-западной части этого района оси их погружаются к северо-западу, в юго-восточной — к юго-востоку. Общее простирание складчатости в Северной Осетии направлено, по М. М. Тетяеву, на северо-запад и не совпадает с простиранием Главного Кавказского хребта.

## ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Границы области, выделяемой нами под названием Северо-Западного Кавказа, являются в известной мере условными. В данном случае мы подразумеваем под этим понятием площадь, ограниченную с востока меридианом, проходящим, примерно, через г. Черкесск, с юга — широтой г. Адлера, с запада — береговыми линиями Азовского и Черного морей и с севера — широтой г. Ейска.

Вся эта область, площадью свыше 100 000 км<sup>2</sup>, представляет, однако, только небольшую часть структуры Большого Кавказа, сформированной в результате крупных тектонических движений, имевших место в течение целого ряда геологических эпох.

Тектоническая характеристика Кавказа в целом была дана в ряде работ В. П. Ренгартеном (945, 959, 961, 977) и позднее М. М. Тетяевым (1136, 1137, 1138). Как В. П. Ренгартен, так и М. М. Тетяев, уделяют сравнительно мало внимания Северо-Западному Кавказу; в некоторых работах высказывается даже мнение, что в этой области наблюдается затухание тектонических движений. Однако в своей работе 1939 г. (961) В. П. Ренгартен уже отмечает большую интенсивность тектоники для Северо-Западного Кавказа.

Данные, полученные в результате работ, проведенных за последние годы, позволяют говорить, что тектоническое строение Северо-Западного Кавказа является гораздо более сложным, чем это представлялось ранее. Вместе с тем они дают основание выделить в пределах рассматриваемой области ряд зон, характеризующихся специфическими фацialsными и тектоническими особенностями, уточняя существовавшие до последнего времени представления о геологическом строении области.

Проведенное А. В. Ульяновым еще в 1940 г. (1148) обобщение всех имеющихся по Северо-Западному Кавказу геологических материалов позволило выделить в границах рассматриваемой области шесть зон: две в пределах северного склона Главного хребта, три — на южном склоне и

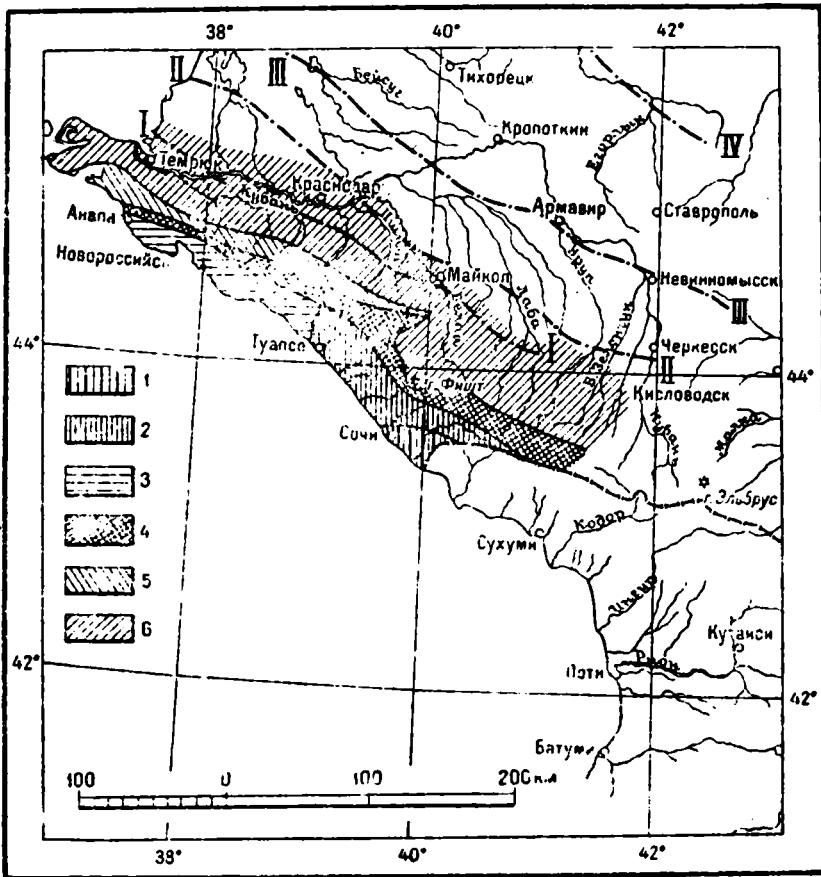


Рис. 31. Геотектоническая схема Северо-Западного Кавказа.  
Составил А. В. Ульянов в 1946 г.

1 — юго-восточная часть зоны южного склона; 2 — центральная часть зоны южного склона; 3 — северо-западная часть зоны южного склона; 4 — зона Главного хребта; 5 — юго-западная часть зоны северного склона; 6 — северо-восточная часть зоны северного склона.

Основные линии антиклиналей: I — I — Барик-евско-Тульско-Темрикская; II — II — Кеджарско-Дзепская; III — III — Невинномысская-Ахальская; IV — IV — Прегородно-Развальная Евская.

промежуточную между северным и южными склонами — зону Главного хребта (рис. 31).

Повидимому в значительной степени по недостатку наших знаний, в особую структурную единицу приходится выделять так называемую Прикубанскую низменность, отвечающую северо-западной части Предкавказской равнины и включающую в пределах рассматриваемой территории Кубанскую депрессию В. П. Ренгартена (961, 977).

Краткая характеристика выделенных зон рисуется следующим образом (рис. 31 и 32):

Северо-восточная зона северного склона охватывает западную часть центральной и северную часть западной зон северного склона В. П. Ренгартена. Южная граница зоны совпадает на востоке с разрывом, ограничивающим антиклинальную зону Главного хребта В. Н. Робинсона от Бамбак-Ишекишского поднятия, и, продолжаясь в северо-западном направлении, выходит в район Гладковской антиклинали и к побережью Азовского моря.

Характерной особенностью развитых в пределах рассматриваемой зоны мезозойских (начиная с юры) и третичных осадков является сравнительно небольшая мощность отложений и частые перерывы между ними, вследствие чего в ряде случаев наблюдается выпадение из разреза отдельных стратиграфических комплексов.

Характерными литологическими особенностями пород являются известняковые фации верхней юры, валанжина и верхнего мела и наличие грубообломочных терригенных осадков, отвечающих остальным горизонтам нижнего мела. Фации третичных отложений характеризуются большим разнообразием. Тектоническое строение зоны более спокойное, чем других зон. Однако это заключение не может расцениваться как указание на повсеместное спокойное моноклинальное залегание пород. Присутствие антиклинальных складок наблюдается как на востоке (складки Передового хребта и Бамбак-Ишекишская), так и на западе. Отчетливо намечается тенденция (858) к опрокидыванию складок в юго-западном направлении (Кеслеровская, Адагумская, Передового хребта, Баракаевская и др.).

Юго-западная зона северного склона отвечает частично западной части зоны северного склона В. П. Ренгартена. Северная ее граница совпадает с южной границей северо-восточной зоны, а южная — с северной границей зоны Главного хребта. В пределах описываемой зоны развиты почти исключительно мезозойские отложения от средней (и нижней?) юры до верхнего мела включительно. Характерной особенностью мезозойских осадков является значительное увеличение их мощности и уменьшение крупности слагающих их обломочных материалов. Достаточно резких перерывов и несогласий между отдельными стратиграфическими комплексами не наблюдается. Тектоника интенсивная, преобладают разрывы типа надвигов с перемещением горных масс в юго-западном направлении. Складки в большинстве случаев сильно сжаты, остры и нарушены разрывами (Тхмахинская, Дербиевская и др.). В крайней северо-западной части зоны, в области развития третичных пород и нижнего мела, тектоника становится более спокойной (вертикальная зональность?), но, наряду с этим, появляются и структуры днапирового типа (Шумайская, Псебепская антиклинали).

Зона Главного хребта, отмеченная в схеме В. П. Ренгартена 1937 г. (961) как ползона южного склона, достаточно отчетливо устанавливается в западной части рассматриваемой области. Юго-восточное продолжение ее проводится в известной степени условно.

На востоке и на западе эта зона непосредственно контактирует с северо-восточной и юго-западной зонами северного склона. Юго-западная граница совпадает с крупным разрывом, проводимым В. Н. Робинсоном (982) по южному крылу антиклинали Главного хребта; по направлению к северо-западу эта граница сливается с линией основного надвига и выходит к берегу Черного моря несколько южнее г. Анапы. В границах рассматриваемой зоны развиты почти все горизонты мезозоя — от нижней юры до верхнего мела включительно. Так же, как и для описанных

уже зон, намечается общее погружение всего стратиграфического комплекса в северо-западном направлении.

Характерной особенностью мезозойских осадков зоны является их значительная мощность, превышающая мощность аналогичных отложений, развитых в пределах всей остальной части рассматриваемой области, наряду с заметным уменьшением крупности слагающих их обломочных материалов. Отложения верхнего мела представлены мощными флишевыми толщами.

Значительные мощности развитых здесь осадков дают основание считать, что, начиная с юры, выделенная зона Главного хребта совпадала с областью наибольшего прогиба, т. е. с осевой частью мезозойской геосинклинали Кавказа. Общий характер тектоники, по сравнению с границами с нею зонами южного и северного склонов, более спокойный, хотя в пределах зоны Главного хребта также можно отметить ряд довольно крупных антиклиналей (Папайская, Сторожевая, Шабановская) и более широких и пологих синклиналей, местами нарушенных довольно крупными разрывами. Разрывы, ограничивающие описываемую зону с юга и севера, носят характер надвигов, обусловивших, как правило, перемещение горных масс в юго-западном направлении.

Северо-западная часть зоны южного склона также входит в состав западной части зоны южного склона В. П. Ренгартена (1961). Однако ее своеобразные фациальные и тектонические особенности позволяют выделить ее в самостоятельную структурную единицу.

В пределах зоны развиты отложения от готерива до палеогена включительно. Нижнемеловые осадки по своему типу не отличаются существенно от аналогичных по возрасту пород юго-западной зоны северного склона и только несколько уменьшаются в мощности. Отложения верхнего мела представлены мощной свитой флишевых образований, так же как и в зонах Главного хребта и юго-западной, с той лишь разницей, что в юго-восточной части описываемой зоны в породах сеномана впервые появляется примесь туфогенного материала (265).

Тектоническое строение сходно с тектоникой юго-западной зоны северного склона, но интенсивность тектонических движений в рассматриваемой зоне выражена менее ярко.

Основными структурами зоны следует считать Семигорскую и Дефановскую антиклинали. Общим для большинства антиклиналей является крутое падение их крыльев, причем в подавляющем большинстве случаев полностью или частично отсутствуют их южные крылья. Складки несколько запрокинуты в юго-западном направлении, а поверхности срезающих их надвигов падают на северо-восток под углами, в среднем, около  $45^\circ$ . Этот факт дает основание говорить, что в пределах рассматриваемой зоны направление тектонических перемещений с северо-востока на юго-запад было преобладающим.

Центральная часть зоны южного склона в нашем представлении также охватывает часть зоны южного склона В. П. Ренгартена (1961). Северо-западная и северо-восточная границы зоны определяются границами северо-западной зоны и зоны Главного хребта, а южная ее граница совпадает примерно с северной границей Абхазско-Рачинской подзоны В. П. Ренгартена.

В пределах описываемой зоны развиты отложения в интервале от нижней юры до палеоцена включительно. Характерным является широкое развитие в байосе и в верхнем лейасе покровов диабазов и порфиринов. Верхнеюрские отложения представлены флишеподобными образо-

ваниями с преобладанием карбонатных пород. Присутствие последних достаточно четко фиксируется и среди нижнемеловых отложений. Верхний мел представлен в той же фации флиша, как и в соседних к северу и северо-западу зонах, но с большим содержанием в сеномане туфогенного материала (р. Псезуапс). Мощность мезозойских отложений по сравнению с соседними, уже описанными зонами, заметно уменьшается.

Тектоническое строение в значительной мере сложно благодаря наличию ряда крутых, в большинстве случаев несколько запрокинутых к югу складок (Аркинская, Дагомысская, горы Амуко, Дольменная, Шепсинская и др.).

Среди дизъюнктивных дислокаций широко распространены разрывы типа надвигов с довольно пологим наклоном надвиговых поверхностей. В этом отношении особенно характерным является надвиг, изученный О. С. Валовым (262, 265) в Туапсинском районе, и черепицеобразно надвинутые один на другой Краснополянский и Ажекско-Дагомысский покровы, описанные В. В. Меннером (1936—1937 гг.).

Юго-восточная часть зоны южного склона по своему географическому положению совпадает с северо-западным окончанием Закавказской пологоскладчатой зоны В. П. Ренгартена (961) или с Абхазской тектонической зоной, выделенной В. В. Белоусовым (80).

Северная ее граница в значительной части определяется тектоническим контактом с центральной зоной южного склона, а на юго-западе она скрыта под уровнем Черного моря. В пределах описываемой зоны широко развиты породы третичного возраста, слагающие широкую полосу вдоль берега Черного моря. Отложения мезозоя (верхняя юра, нижний и верхний мел) распространены значительно меньше и обгажаются, главным образом, в ядрах антиклиналей. Представлены они в типичной известняковой (ургонской) фации. За исключением известняков верхней юры, остальные горизонты (нижний и верхний мел) обладают незначительной мощностью, не превышающей 400 м. В сеномане довольно часто встречаются туфогенные образования. Широко развитые третичные отложения представлены мощными глинистыми толщами и песчаниками.

Тектоническое строение зоны отличается от соседней к северу зоны более спокойным характером, причем интенсивность тектонических напряжений заметно уменьшается в направлении с северо-востока на юго-запад. Крупные надвиги, как правило, отсутствуют, и наличие их можно констатировать только в северной части зоны вблизи ее контакта со следующей к северу зоной. В прибрежной части зоны имеется ряд хорошо выраженных антиклинальных складок (Ахштырская, Ахунская, Бытхинская), осложненных в своих сводовых частях разломами типа сбросов.

Особое положение в тектонической структуре Северо-Западного Кавказа занимает область Прикубанской низменности, выделенная В. П. Ренгартеном (945, 961) под названием депрессии Кубани. Несмотря на то, что изучена эта площадь еще очень слабо, ранее существовавшее о ней мнение, как об области чрезвычайно пологого и спокойного залегания пород, в настоящее время подавляющим большинством геологов не разделяется.

В этом отношении нельзя не согласиться с мнением, высказанным в свое время М. М. Тетяевым, что «складчатость Главного Кавказского хребта не ограничивается ее горным продолжением, а переходит в Предкавказскую равнину, соответственно меняя свой характер...» (1136, стр. 920).

В. П. Ренгартен в своем докладе на Международном геологическом конгрессе в 1937 г. также указал, что «под четвертичным покровом депрессии Кубани могут быть погребены тектонические структуры, подобные Передовым хребтам», и рекомендовал постановку геофизических исследований (1961).

Подтверждение справедливости этого мнения наталкивается на весьма большие затруднения по причине специфических особенностей Прикубанской низменности, представляющей собой область сплошного развития пресноводных верхнеплиоценовых и современных образований, достигающих местами до 300 и более метров мощности. Это обстоятельство лишает возможности изучения тектонического строения области обычными методами геологической разведки и требует применения геофизических методов исследования. Такого рода работы в последние годы начинают проводиться в пределах Прикубанской низменности, хотя и далеко не в достаточном объеме. Тем не менее на основании уже имеющегося материала тектоническое строение Прикубанской низменности рисуется в виде ряда антиклинальных зон типичного кавказского простирания, разделенных пологими синклиналильными участками. Необходимо, однако, оговориться, что строение таких антиклинальных зон не следует понимать, как строго выдерживающееся на всем протяжении в виде крупных антиклинальных складок. По всей вероятности, это более или менее широкие зоны, включающие целые группы отдельных более мелких антиклиналей, разделенных между собой местными опусканиями, но в то же время располагающимися на достаточно высоком гипсометрическом уровне по сравнению с синклиналильными участками, разделяющими антиклинальные зоны. Именно такое строение Прикубанской низменности рисуется по данным проведенных геофизических работ (М. Г. Лелевин и А. М. Сахно).

В настоящее время с достаточной вероятностью можно говорить, по-видимому, о наличии трех таких зон, прослеживающихся в пределах Прикубанской низменности от юго-восточной до северо-западной ее окраины:

1. Баракаевско-Тульско-Темрюкская зона — прослеживается от Баракаевской и Тульской антиклиналей через станицу Тверскую к аулу Шенджий и далее на северо-запад в район станицы Славянской (Славянское и Прикубанское поднятия) до побережья Азовского моря в районе г. Темрюк.

2. Келлермесско-Динская зона — объединяет антиклинальные структуры: Ярославскую, Сергиевскую, Кужорскую, Келлермесскую и группу складок, располагающихся севернее г. Краснодара: Лорисскую, Пластунскую, Динскую. Дальнейшее ее продолжение к северо-западу можно предполагать в районе станицы Гривенской.

3. Невинномыско-Ахтарская зона — наиболее северная, предположительно проводится нами от Армавирско-Невинномысской антиклинали по направлению к сел. Ахтари на побережье Азовского моря.

Кроме перечисленных трех зон, можно предположительно говорить и о четвертой, еще более северной зоне — Преградно-Развильно-Ейской, присутствие которой в пределах Прикубанской низменности намечается, по данным геофизических исследований (1936 г.), у ст. Развильной, между ст. Тихорецкой и г. Сальском. Косвенным указанием на наличие поднятия в районе г. Ейска могут служить обнаруженные там обильные газопроявления и высокие положительные значения  $Z_a$ , по данным магнитных съемок Института земного магнетизма (1936 г.). Вероятным про-

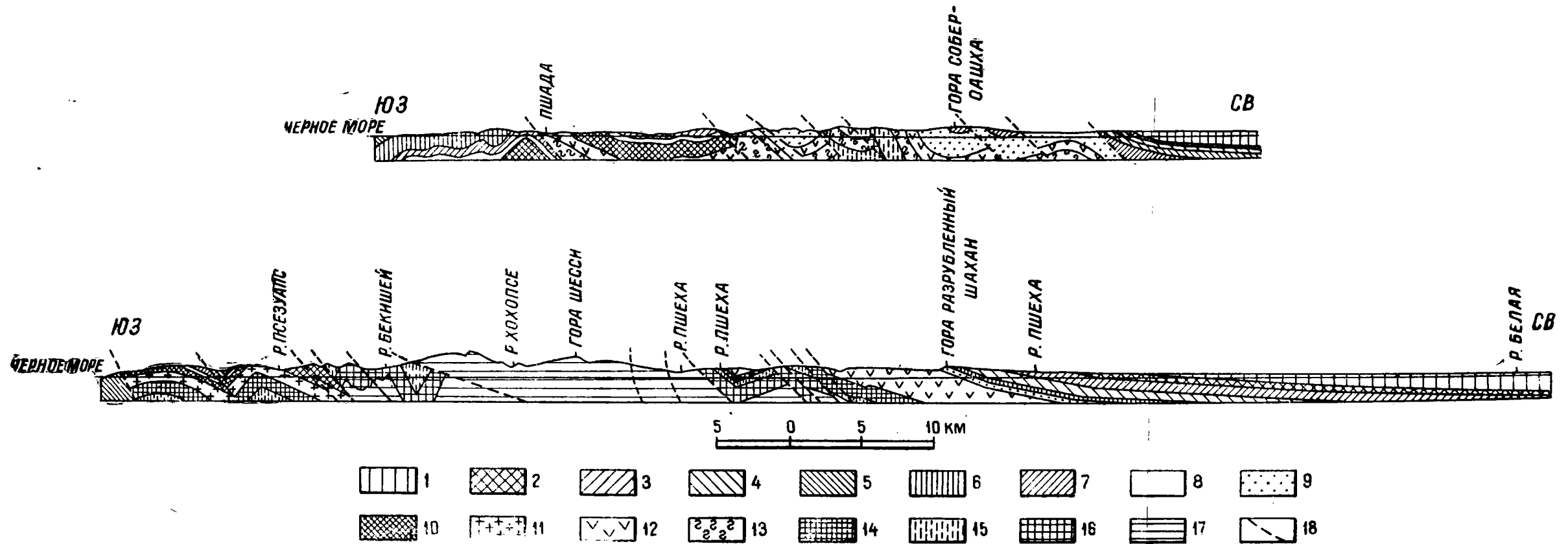


Рис. 32. Геологические разрезы Северо-Западного Кавказа. Составил А. В. Ульянов в 1946 г.

1 — палеоген; 2 — верхний и средний миоцен; 3 — нижний миоцен и верхний олигоцен; 4 — эоцен и верхний палеоген (фораминиферные слои); 5 — нижний палеоген; 6 — сеноман; 7 — турон; 8 — сенман; 9 — апт; 10 — апт и альб; 11 — апт-баррем; 12 — баррем; 13 — баррем — готерия; 14 — готерия; 15 — валанжети; 16 — верхняя юра; 17 — средняя и нижняя юра; 18 — надвижки и разрывы.



должением последней зоны в юго-восточном направлении является антиклинальная зона Эдессия — Благодарное — Благодатное Восточного Предкавказья (161).

Есть все основания полагать, что дальнейшие геофизические работы, замечаемые в настоящее время в Прикубанской низменности, не только уточнят и детализируют указанные антиклинальные зоны, но и обнаружат новые, о наличии которых мы не имеем теперь никаких данных.

### ТЕКТНИКА ВОСТОЧНЫХ ПЕРЕДОВЫХ ХРЕБТОВ

Многочисленные складки Передовых хребтов, группирующиеся в две главные тектонические линии, расположены между р. Урухом на западе и р. Аксаем на востоке, отделяясь от нагорной полосы обширной Терско-Сунженской депрессией.

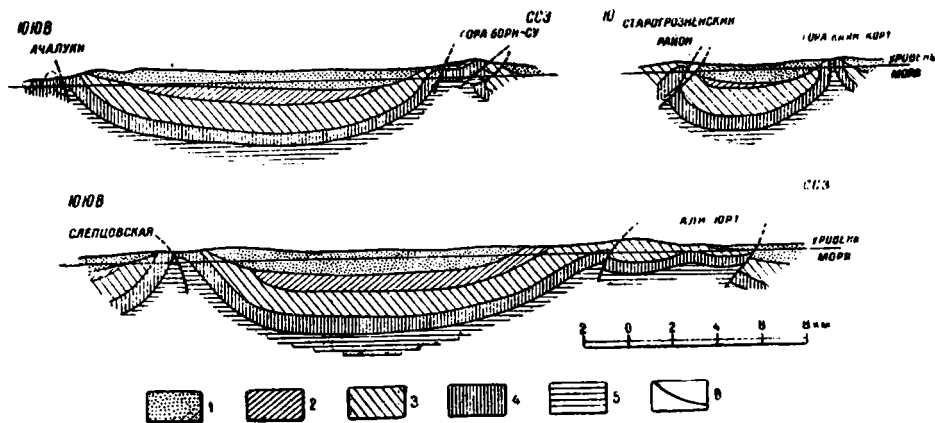


Рис. 33. Геологические разрезы Передовых третичных хребтов. Составил Б. А. Алферов в 1946 г.

1 — плиоцен; 2 — мэотис; 3 — сармат; 4 — средиземноморские слои; 5 — майкоп; 6 — разрывы.

Южная антиклинальная линия, образующая Кабардино-Сунженский хребт, возникает на западе в междуречье Дур-дур — Урух и через Змейский хребт соединяется с Черными горами. В строении ее принимают участие континентальные конгломераты и суглинки (монт — мэотис) и алшеронско-акчагыльская туфогенная толща.

По направлению к востоку наблюдается подъем оси антиклинали, и возле горы Курп встречается вся серия сарматских и средиземноморских отложений. Главная антиклиналь опрокинута здесь к северу и по обоим склонам сопровождается складками того же направления.

В районе сел. Ачалуки главная складка, в ядре которой появляются уже майкопские глины, опрокинута и надвинута к югу, причем в самом Ачалуковском ущелье в поднадвиговом крыле возникает более южная, веерообразно развернутая антиклиналь (рис. 33).

При дальнейшем продолжении Сунженского хребта к востоку сохраняется общее опрокидывание главной антиклинали к югу. Усложнения в виде повторной складчатости, сопровождаемой смещениями к югу, приближены к центральной части структуры и по существу являются усложнениями главной антиклинали и ее ядра (станция Слепцовская). Возле Серноводска и далее у сел. Самашки ядро антиклинали построено

двойной складкой, причем антиклиналь все время сохраняет свой асимметричный характер и скошена к югу.

К востоку от сел. Самашки антиклиналь выпрямляется и, в связи с погружением оси, центральная часть ее последовательно окаймлена сперва глинистыми горизонтами сармата, а затем туфогеинными отложениями акчагыла и апшерона, залегающими с резким угловым несогласием. В данном районе наблюдается увеличение углов наклона северного крыла складки, а также частичная асимметрия и опрокидывание ее к северу.

Таким образом, за исключением восточного и западного участков, в Сунженском хребте явно преобладающее значение имеет движение горных масс к югу. В то же время при закономерном опрокидывании антиклинали в этом направлении неоднократно наблюдается увеличение углов наклона ее северного крыла (по мере удаления к северу), что приводит к образованию антиклинали коробчатой формы.

Восточное окончание Сунженского хребта только орографически связано с Грозненским хребтом, расположенным к северу. Здесь развита самостоятельная Старогрозненская антиклинальная складка, сложенная караганскими слоями, на крыльях и на погружениях окаймленных сарматскими и акчагыльскими отложениями. Старогрозненская антиклиналь почти на всем своем протяжении осложнена разрывом значительной амплитуды и характеризуется надвиганием пологого южного крыла и части свода на северное, круто поставленное крыло.

Располагающаяся к юго-востоку Новогрозненская (Алдынская) брахиантиклинальная складка сложена верхним сарматом, окаймленным маотисом и акчагылом. Эта складка имеет коробчатую форму и, в отличие от других структур, простирается к юго-востоку; в своей центральной части она осложнена разрывами преимущественно меридионального направления. Западная часть складки отсечена разрывом, имеющим характер надвига; поверхность его наклонена к востоку, и, таким образом, складка как бы надвинута на свое западное погружение.

Северная антиклинальная линия, в основном приуроченная к Терскому хребту, имеет широтное простирание и состоит из целого комплекса складок, то параллельных, то расходящихся на значительное расстояние (в чем и состоит одно из отличий ее от линии Сунженского хребта, где складки сближены).

В западной части хребта доминирующее положение занимает главная Вознесенская складка, надвинутая к северу по пологопадающей к югу поверхности. Благодаря этому перебросу спиралисовые и караганские слои, обнаженные в ядре складки, непосредственно контактируют с подвернутым акчагылом, входящим в состав северного крыла. Плоскость переброса при выходе на дневную поверхность пересекает акчагыл, сармат и более древние породы, независимо от их возраста. В пределах промысловой площади буровыми работами установлено существование двух надвинутых одна на другую антиклиналей, а к востоку отсюда наблюдается уже несколько усложненных складок-перебросов, напользающих к северу (чешуйчатое строение).

Надвиговые явления не прекращаются и на погружениях главной антиклинали. как на восточном (Алхазовский район), так и на западном (Бековичи).

Параллельно главной антиклинали по южному склону хребта протягивается узкая и длинная второстепенная складка, осложненная разрывами сравнительно небольшой амплитуды. Возле горы Молгабек обе

антиклинали, северная и южная, сливаются в единую структуру, отличающуюся уже совершенно иным строением: северное крыло ее разорвано поверхностью смещения, наклоненной к северу, и взброшено здесь в обратном, южном направлении, перекрывая широкую, сводовую часть складки. В южном крыле, где обнаружено два встречных разрыва, также наблюдается переброс к югу. В отличие от Вознесенского района, смещения эти имеют значительно меньшую амплитуду и быстро затухают. В связи с этим далее к западу Молгабекская антиклиналь быстро освобождается от перекрывания своим северным крылом и в районе горы Жигзакопс снова надвинута к северу.

К востоку от погружения главной Вознесенской антиклинали (Алхазовский район) в широкой полосе сармата наблюдается возникновение новой локальной структуры (Алиуртовский купол). К югу от Алхазовского района на продолжении второстепенной Вознесенской складки также появляется новая антиклиналь — горы Горской, скошенная и надвинутая к северу. Небольшим прогибом, к западу от горы Орлиной, она отделена от Калаусской антиклинали, с которой, по существу, представляет одно целое.

Возле горы Овечьей, к северо-западу от Калаусской антиклинали, отходит новая структурная ветвь — Эльдаровская, а сама Калаусская складка, под названием Терской, продолжается к востоку.

Эльдаровская структура в своей восточной части опрокинута и надвинута к югу, т. е. навстречу Калаусской антиклинали. В западной части Эльдаровского хребта наблюдаются две параллельных антиклинальных складки, из которых южная, с ядром из спиралисовых слоев, надвинута к югу, а северная, сложенная караганскими слоями, надвинута к северу. Разделяющая их синклиналь выполнена сарматом и несогласно пластующимся акчагылом.

Терская антиклиналь, ядро которой сложено чокракско-спиралисовыми и караганскими слоями, вплоть до горы Ачкишк опрокинута и надвинута к северу; к востоку от горы Скалистой скашивание и опрокидывание ее направлены к югу, причем ось антиклинали, дугообразно изогнутая в этом же направлении, достигает наибольшего своего подъема напротив Старогрозненского района, возле горы Каян-корт, где в ядре складки обнажены майкопские глины.

Далее к востоку, возле горы Ястребиной, Терская антиклиналь снова опрокинута к северу; к западу от Горячеводска она быстро погружается и, почти разглаживаясь, подходит к Брагунскому хребту, с которым тектонически не связана.

Таким образом, в Терском хребте движение горных масс направлено преимущественно к северу, и исключение здесь составляют антиклиналь в районе горы Молгабек, южная Эльдаровская складка и Терская антиклиналь на участке горы Каян-корт.

Брагунская антиклиналь имеет коробчатую форму, местами развернутую, грибообразную. В восточной части складки опрокидывание к северу переходит в надвиг значительной амплитуды, благодаря чему под чокракско-спиралисовыми слоями были обнаружены породы нижнего алпшерона. В западной части хребта разорвано южное крыло, в то время как северное постепенно выпрямляется.

Следующая антиклинальная складка, развивающаяся далее к востоку, связана с Гудермесским (Качкалыкковским) хребтом. Наибольший подъем ее наблюдается в районе сел. Исти-су, где на дневной поверхности обнажены чокракско-спиралисовые и караганские слои. Почти на

во всем своем протяжении Гудермесская антиклиналь скошена и надвинута к северу. Южное крыло ее при продвижении с востока на запад постепенно становится все более крутым, затем поставлено вертикально и, наконец, в районе горы Гойрак-корт, опрокинута и осложнено разрывом. Таким образом, в западной части хребта складка имеет развернутую форму, причем осложняющие ее опрокидывания крыльев и смещения направлены в противоположные стороны (подобно тому, как это наблюдается в Брагунском хребте). Западная часть складки (Кохановский участок) отсечена двумя меридиональными разрывами, наклоненными к востоку. Поперечные и продольные разрывы, значительно меньшей амплитуды, отмечены также и в центральной части антиклинали.

Сопоставляя все вышеприведенные данные относительно движения складок, мы заключаем, что в Брагунском и Гудермесском хребтах наблюдается сближение двух противоположных направлений и приуроченность их к одной и той же антиклинали, что придает ей развернутый, веерообразный характер. Сочетая расположение основных, главных движений к югу в Сунженском хребте и к северу в Терском и Грозненском хребтах, получаем веерообразно расходящиеся осевые плоскости, разделенные обширной депрессией Алханчуртской (и Андреевской) долины.

Общий характер антиклиналей Передовых хребтов в Грозненском районе весьма своеобразен, и они представляют заметные отличия от кубанских и бакинских складок. Здесь отсутствует диапировое строение, постоянное и закономерное для бакинских и кубанских структур; сбросы и поперечные разрывы (сдвиги, сбросо-сдвиги), столь частые и обыкновенные в бакинских антиклиналях, здесь встречаются значительно реже и, во всяком случае, имеют подчиненное значение. Грозненские антиклинали, за немногими исключениями, отличаются значительной длиной и более или менее прямолинейным расположением своих осей.

Время образования складок и надвигов определяется угловым несогласием акчагыла и участием в дислокации наиболее молодых отложений, вплоть до нагорного лесса.

## ТЕКТОНИКА СТАВРОПОЛЬСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Ставропольская возвышенность в общем представляет обширную плоскую антиклинальную складку с очень широким и пологим северным крылом и гораздо более узким и крутым южным. Ось этой складки, имеющей общее направление с запада-северо-запада на восток-юго-восток, проходит, по данным В. П. Колесникова (601), через хут. Стеблицкий на р. Урупе и через сел. Коноково и Богословское на р. Кубани.

В области р. Калауса и левых притоков р. Кумы эта антиклиналь и ограничивающая ее с юга синклиналь выравниваются и приобретают форму моноклинали с падением пластов на северо-восток (С. А. Гатуев, 273). Наклон слоев здесь настолько пологий, что может быть определен только вычислением, но не компасом. Так, в районе горы Лысой наклон майкопской толщи равен  $2,5^\circ$  (В. Н. Лодочников, 728), а в окрестностях Минеральных Вод падение поверхности, разделяющей майкопскую и фораминиферовую свиты, по А. П. Герасимову, всего  $1,5^\circ$ . К западу, в бассейне р. Калауса, такое же падение (от  $1$  до  $2^\circ$ ) указывают С. А. Гатуев (273) и А. А. Иванчиц-Писарев (532).

На этой однообразной пологой моноклинали к северо-западу от Пятигорска (немного западнее сел. Новоблагодарного) зарождается синкли-

наль, к западу-северо-западу все расширяющаяся и углубляющаяся. Одновременно с этим северная часть моноклинали принимает характер плоской антиклинали. Падение ее северного крыла в районе г. Армавира и в широтной части долины р. Кубани достигает  $5-6^\circ$ , но уже на линии гор Стрижамент (827 м), Недреманной (608 м) и окрестностей Ставрополя наклон слоев едва заметный к северо-востоку и близок к горизонтальному. Далее к востоку, где вероятно происходит переход к моноклинали, угол наклона слоев, повидимому, увеличивается, так как в долине р. Б. Янкули (левый приток р. Калауса) угол падения караганских слоев достигает  $3-3,5^\circ$  (К. А. Прокопов, 863, 882), хотя в той же долине р. Калауса, но лишь немного севернее (близ сел. Сергиевки) угол наклона криптоактровых слоев не превышает  $1^\circ$ . Еще ниже по р. Калаусу, в районе сел. Вигодельного, Дивного, Вознесенского и др., падение слоев такое же пологое (не больше  $2^\circ$ ) на восток-северо-восток с небольшими местными перегибами, например, у сел. Вигодельного, где выступают отложения нижнего сармата (В. А. Кузнецов, 664, 665).

Ближе к р. Манычу и на востоке, в районе сел. Арзгир, Сотниково и Сабля, третичная толща уходит под континентальные суглинки и каспийские отложения, а на западе, в районе станиц Григориполисской и Темляжбекской на р. Кубани, — под континентальные суглинки. Наклон оси антиклинали в ту или другую сторону пока в точности не установлен (601).

Южное крыло антиклинали имеет несколько более крутое падение. Так, угол наклона майкопских глин на левом берегу р. Кубани, между сел. Богословским и Ольгинским, колеблется от  $5-6$  до  $9^\circ$  (882); юго-западнее, у станицы Урунской, отложения среднего сармата падают на юго-юго-восток под углом в  $7^\circ$ , а близ хут. Стеблицкого — под углом  $4-5^\circ$  на юго-запад (601). Южнее, у станицы Попутной тоже на р. Урупе, слои среднего сармата падают на северо-запад под углом в  $5^\circ$  и обрисовывают синклинали, ось которой, погружаясь на запад-северо-запад, проходит примерно через аул Ураковский на р. Кубани (к югу от станицы Невинномысской) и сел. Ливонское на р. Урупе. Далее к юго-востоку она постепенно поднимается к станице Воровсколеской и доходит почти до с. Новоблагодарного к западу от горы Бештау, где окончательно выравнивается.

К северо-западу от р. Урупа, на линии Армавир-Туапсинской железной дороги, третичные слои глубоко скрыты под четвертичными отложениями, и лишь у г. Майкопа имеются выходы верхнего сармата с наклоном в северную сторону (с колебанием до  $20^\circ$  к востоку и западу) под углом около  $10^\circ$  (1206, 1262). Центральная часть этой депрессии представляет слабо вогнутую равнину, сложенную флювиогляциальными галечниками и покрывающими их суглинками.

На этом общем фоне простого строения Ставрополя имеются местные осложнения. Исследованиями К. А. Прокопова в районе станиц Беломечетской и Невинномысской и горы Недреманной установлено, что большая синклинали, отделяющая Ставропольскую возвышенность от подножия склонов Главного хребта, разделена в районе станицы Невинномысской пологой антиклиналью на две синклинали — южную и северную. Северный склон второй из них довольно пологий, и где-то севернее, около горы Недреманной, должен находиться новый антиклинальный перегиб (главная антиклиналь), в пределах которого в ядре складки обнаружены фораминиферовые слои. На юго-западном склоне горы Недреманной падение слоев снова становится довольно крутым к северу, и это определяет здесь

новую синклиналь, в состав которой входит и сама гора Недреманная, а также горы Стрижамент и Брык. К северу от этой синклинали имеется еще одна пологая антиклиналь, по оси которой вероятно располагается и выступ палеогена у оз. Сентилеевского, а на юго-восточном продолжении самой антиклинали — Удельная степь, отделенная от главной антиклинали продолжением синклинали горы Недреманной.<sup>1</sup>

В далеком прошлом на месте современной Ставропольской возвышенности, повидимому, поднимались или массивы продолжающихся сюда Южнорусских докембрийских гранитов и кристаллических сланцев (А. Д. Архангельский, 51, 52), или отрезок складчатой горной цепи Донецко-Мангышлакской системы. На возможность неглубокого залегания таких жестких масс под Ставропольской возвышенностью указывает также и протягивающаяся здесь полоса значительной гравитационной аномалии северо-западного простирания.

В нижнемеловое время размыв этой суши давал материал для накопления терригенных осадков значительной части нижнего мела. Последующая история этой области пока неизвестна, и вполне установлены здесь лишь морские осадки палеогена и среднего миоцена на южной периферии области. Повидимому, с конца среднего сармата область эта начала подниматься, обнаруживая в то же время наклон к северу. Верхне-сарматский и более поздние морские бассейны распространялись только по северным окраинам Ставропольской возвышенности, последовательно уменьшаясь в своей площади, и в пределе превратились в узкий Манычский пролив, в настоящее время тоже почти сухой. Подъем Ставропольской глыбы, повидимому, все еще продолжается, о чем говорят молодые речные террасы и редкие землетрясения.

К востоку от Ставропольской возвышенности расположена область восточного Предкавказья, покрытая мощным чехлом послетретичных континентальных и отчасти морских отложений, скрывающих более древние образования. С. А. Гатуев (275) высказывается категорически в пользу существования здесь отложений апшеронского и акчагыльского ярусов и для Моздокской степи определяет глубину залегания первого из них не менее 400 м. Основываясь на материалах буровых скважин более северных районов (Иргаклы, Байрыс, Величавое на р. Куме), он намечает здесь синклиналиное залегание плиоценовых слоев с более крутым южным крылом (северный склон Терского хребта) и очень пологим северным. Такой же вывод можно сделать и на основании буровых работ Грознефти и маятникового хода к северу от г. Грозного. По данным В. А. Сельского (1035), более плотные (кристаллические ?) массы по мере движения на север от долины р. Терека постепенно поднимаются к поверхности, достигая наивысшего положения (гребень антиклинали ?) у Семи колодезев, а затем снова медленно опускаются. Где-то около с. Черного Рынка, примерно в 100 км к югу от Астрахани, проходит новый подъем плотных масс.

<sup>1</sup> Несколько подробнее пологие структуры Ставрополя освещаются, по новейшим данным (1946—1947 гг.), во второй части настоящего тома (Рег.).

## Глава шестая

# ГЕОМОРФОЛОГИЯ

---

Основываясь на геологической истории рельефа, мы можем разделить рассматриваемую часть Союза на несколько крупных областей, подразделяющихся в свою очередь на более мелкие единицы.

В тектоническом отношении мы различаем следующие крупные структурные единицы. На севере проходит, повидимому отделенная от Русской кристаллической плиты линией разлома, Маньчская впадина, в недавнем геологическом прошлом представлявшая морской пролив, временами, может быть, превращавшийся в реку, шедшую из Каспия в Черное море, временами исчезавший. С юга к ней прилегает полого поднимающаяся по направлению к Кавказским горам Предкавказская равнина, разделяющаяся Ставропольской возвышенностью на две части — западную и восточную. Ставропольская возвышенность представляет собой сложную антиклиналь, состоящую из нескольких более или менее пологих волн северо-западного (кавказского) простирания. К району Пятигорья она приобретает моноклиналиное строение. С юга Ставропольская возвышенность отделена от системы Кавказских гор Предкавказским прогибом (депрессии Кубани и Терека). В средней части этот прогиб прерван возвышенностью, идущей от района Эльбруса к группе пятигорских лакколлитов. Пережившая несколько этапов проявления тектонических сил горная область Большого Кавказа в разных своих частях характеризуется то более, то менее сложными тектоническими структурами. Сложность их вообще увеличивается с севера на юг. При этом в центральной части Кавказа, от р. Белой до р. Баксана, на северном склоне выделяется зона с пологим моноклиналиным залеганием осадочных пород мезозоя и кайнозоя.

В тектоническом отношении Кавказ представляет сложную систему складок в общем северо-западного простирания, разбитых продольными разрывами на вытянутые в северо-западном направлении глыбы. Существование этих глыб проявляется в течение всей геологической истории Кавказа; во всяком случае с палеозоя и по четвертичное время включительно происходят самостоятельные вертикальные движения с переменным знаком. В послетретичное время в области Большого Кавказа мы наблюдаем преимущественно поднятия, притом неравномерные, отдельных глыб и в меньшей степени опускания. Основными чертами тектоники обусловлено преобладание долин поперечного типа. Первичные продольные долины вообще не свойственны Кавказу и встречаются почти исключительно по концам горной системы. Отдельные продольные участки некоторых долин главных рек, например Ардона, Уруха (Хареса), Фиаг-дона, Гизель-дона, следующих в общем основной северо-восточной покатости Северного Кавказа, имеют вторичное происхождение и вызваны к жизни деятельностью боковых притоков поперечных долин. место и скорость развития которых были предопределены напра-

влечением линий разрывов и выходов более мягких пород. Так произошли повторные переломы в направлении долины р. Ардона на участке от устья р. Садона до р. Унала. Попятная эрозия одного из притоков реки, шедшей с массива Тепли по современной долине р. Ардона ниже р. Унала, перехватила древний Ардон, протекавший раньше через Ходский перевал в бассейн Урс-дона (Белой). Подобное же происхождение имеют и другие продольные долины Центрального Кавказа, например долина Хареса, проходящая по полосе зажатых между двумя гранитными глыбами лейкасовых глинистых сланцев, долина Гизель-дона, от сел. Кубан до устья Генал-дона, и др.

Поднятие страны, охватившее третичное и, как теперь выясняется, все четвертичное время, включая и последнюю ледниковую эпоху, распадается на несколько фаз, отделенных одна от другой промежутками относительного покоя, а частью и обратного движения. в связи с чем темп эрозии то ускорялся, то замедлялся. Следствием этого явилась многоярусность рельефа. Поэтому почти по всей горной части края, даже на равнине, можно отчетливо различить не менее двух-трех древних уровней денудации. Особенно резко выделяются в горах два таких уровня, из которых верхний, лежащий в районе р. Кубани на высоте 850—900 м над современной долиной. А. Л. Рейнгард относит (1928), исходя из сопоставления с моренами, к гюнц-миндельскому времени, а лежащий на 300—400 м ниже — к миндель-рисскому; Л. А. Варданянц, на основании геоморфологического анализа, считает их на одну межледниковую эпоху моложе (187).

В стратиграфическом и литологическом отношении мы можем различить прежде всего область гранитов и метаморфизованных пород Главного хребта в центральной его части, а также области юрских глинистых сланцев и песчаников в восточной и западной частях. Зона предгорий сложена третичными и частью мезозойскими породами различного литологического характера. Затем вдоль края гор, впереди горной страны, лежат обширные равнины, сложенные мощными толщами галечников и песков, прикрытых покровом лёссовидных суглинков различного происхождения и частью настоящих лёссов. Состав горных пород сказывается на общем характере рельефа. Особенное значение имеют их растрескиваемость и водопроницаемость, а также способность разрушения путем механического выветривания, так как от этих факторов зависит большая или меньшая степень поверхностной эрозии. Однако решающее значение в развитии рельефа имеют тектонические факторы и характер разрушающих сил.

В связи с большей континентальностью и сухостью климата на востоке и, параллельно с этим, в связи с обеднением растительного покрова, изменяется и характер денудации, выветривания и разрушения горных пород. Все больше отступает на задний план химическое выветривание, играющее значительную роль на богатом осадками Черноморском побережье в полосе известняков, и все большее значение приобретает механическое выветривание. Вместе с тем на высоте осадки распределены по временам года неравномерно, и в связи с этим там все яснее намечается периодичность в накоплении продуктов выветривания и в их размывании. Вследствие этого восточной части Кавказа свойственно значительное развитие оврагов, ущелий и осыпей в области с легко рассыпающимися в мелкую дресву породами и почти неизвестное западным частям Кавказа явление селей.

Ход развития рельефа осложняется еще тем, что в четвертичном



периоде наблюдается повторное прохождение холодных климатических волн, имевших следствием повторное оледенение гор. Свидетелями оледенений остались кары, особенно многочисленные и типичные в западной части Кавказа, в бассейнах рр. Теберды, Маруха, Аксаута, Б. Зеленчука, Б. и М. Лабы, где многочисленны также и каровые озера, лежащие преимущественно на высоте 2600—2800 м, затем формы многих вершин (карлингов), представляющие многочисленные пирамиды, иногда с поразительно крутыми склонами (Бели-ала-каля в Теберде, Коштан-тау в Кабарде, Адай-хох в Осетии и много других). Ледники создали корытообразные долины, переуглубив их относительно боковых Долин иногда на сотни метров (например, в верховьях р. Теберды, где устьевые ступени долины рр. Уллу-Муруджу, Хаджи-бий и Хутый достигают высоты в 250—400 м). Существовавшие раньше в переуглубленных частях долин главным образом в Западном и отчасти в Центральном Кавказе долинные озера, имевшие в некоторых случаях до 56 км длины, в настоящее время исчезли. Вследствие повторной смены денудационных агентов различного характера следы более ранних оледенений почти совершенно уничтожены и только в редких случаях просвечивают сквозь рельеф последней межледниковой эпохи, в то время как следы последней ледниковой эпохи выражены очень отчетливо и еще не замаскированы последними процессами разрушения (1, 918, 919, 936, 1293, 1296, 1304, 1318, 1325, 1326, 1327, 1330).

История развития современного рельефа, зачатки которого можно проследить в глубь геологических веков самое большее до верхов плиоцена, в общих чертах может быть намечена следующим образом.

Предакчагыльская и затем предапшеронская фазы диастрофизма, которые, повидимому, являются главными создателями Кавказского хребта в его современном виде, вызвали к жизни цикл обширной эрозии, сказавшейся в накоплении огромных масс обломочного материала по окраине горной страны и в прибрежных частях морей. Вместе с тем это поднятие было настолько значительно, что есть некоторые основания допускать возможность значительного оледенения (гюнц?), в пользу которого говорят самые высокие покровные галечники в Центральном Кавказе (район Пятигорска) и мореноподобные прослои с крупными иштрихованными валунами в мелкообломочных континентальных отложениях, аналогах апшеронского и бакинского ярусов, в Центральном и Восточном Кавказе. К концу апшерона, как показывают попытки реконструкции рельефа Кавказа по наиболее высоким остаткам древних днищ и характеру отложений на периферии горной страны, последняя была в значительной степени пенеценизирована. Реки текли по очень широким, преимущественно продольным долинам, обрамленным невысокими горами с мягкими очертаниями; эрозионная кривая их русел приближалась к кривой равновесия.

Закончился этот эрозионный цикл общим поднятием страны, вызвавшим начало нового эрозионного цикла, на который затем наложилось влияние миндельского оледенения, одного из самых больших оледенений Кавказа, а в Центральном Кавказе и самого мощного. Оно, судя по присутствию мореноподобных отложений в Сунженском хребте (794, 1237), отдельных исполинских валунов на Осетинской равнине и в особенности их скоплений на горе Каменной и в Терском хребте, доходило до последнего (421, 865, 880, 920, 1328). Но в горах Кавказа следы этого оледенения были уничтожены последующими процессами. В это время эрозия сначала шла в глубину, затем постепенно сменилась боковой и к сере-

дине очень продолжительной миндель-рисской межледниковой эпохи страна снова была в значительной мере пенецпленнизирована. Снова в рельефе стали преобладать продольные долины. Остатки этой пенецпленнизации, далеко еще не достигшей полного развития, особенно хорошо сохранились в Западном Кавказе между рр. Урупом и Лабой.

В конце миндель-рисской межледниковой эпохи последовало новое поднятие Кавказа, абсолютные размеры которого для района Верхней Теберды определяются в 1000—1200 м (А. Л. Рейнгард) и даже более 2000 м (Л. А. Варданянц). Во всяком случае, речная эрозия того времени углубила долины на 800—1000 м, а так как уклон современных рек, несомненно, круче, чем был их уклон в момент пенецпленнизации, то величина 1000—1200 м является минимальной. За вычетом части, приходящейся на более поздние поднятия, на послеминдельское, т. е. предрисское, поднятие приходится не менее 500—600 м. Наступило время коренной перестройки речной сети. Во многих местах произошел перехват частей продольных долин поперечными долинами, быстро врезавшимися в окраинные хребты благодаря усилившейся глубинной эрозии. Этим объясняется характерная ломаная линия главных рек, как Ардон, Фиаг-дон, Гизель-дон и ряд других, повторяющих одни и те же повороты.

В течение обусловленного этим поднятием цикла речной эрозии проявилось также и новое оледенение, на этот раз уже типично альпийское, ледники которого, за исключением района Осетинской равнины, не выходили из гор.

После этого оледенения и фазы выравнивания дна долин последовало новое поднятие и новое омоложение рельефа. Размеры этого поднятия, имевшего место в конце относительно короткой межледниковой эпохи, достигают 300—500 м. Ледники в течение этой межледниковой эпохи не исчезали совершенно, как это, повидимому, имело место в миндель-рисскую эпоху, а только отступали в область своих фирновых полей, и приблизительное положение их концов обозначается в настоящее время скрытыми под льдом уступами дна долин при выходе ледниковых языков из фирновых полей.

Последнее оледенение было тоже альпийского типа, и его ледники оканчивались в горах, частью в узких ущельях Скалистого хребта, частью выдвигались в полосу предгорий (р. Гизель-дон), но на равнину не выходили, кроме ледника Терска. За максимальным моментом оледенения последовал ряд стадий отступления.

Вертикальные движения отдельных глыб земной коры продолжались и после последнего оледенения, но в связи с незначительностью протекшего с тех пор времени не достигли таких крупных размеров, как движения перед двумя предыдущими оледенениями. Последледниковая эрозия тоже не успела проявиться в достаточной степени. Ее размеры, по сравнению с размерами эрозии более древних циклов, незначительны (187, 917, 921, 928).

Приняв в основу изложенное выше, мы можем разделить Кавказ на ряд геоморфологических областей. Такие попытки уже делались. Оставляя в стороне опыты общегеографического, ботанического и климатического подразделений и более старые попытки геологического подразделения Кавказа, например, намеченное Г. Абигом, можно указать на две попытки разделения Кавказа на геоморфологические районы, основанные преимущественно на геологическом развитии страны: деление, предложенное А. Л. Рейнгардом в 1917 г. (921), и деление И. С. Щукина (1249), появившееся несколько позже и отличающееся большей детальностью,

но в основном сходное с первым. Обе эти схемы в настоящее время устарели.

Мы можем различить в пределах Северного Кавказа две большие геоморфологические провинции: горную область, или область преимущественной денудации, и равнинную область, или область преимущественной аккумуляции. В их пределах выделяются следующие области (рис. 34).

1. Азовско-Кубанская равнина занимает степное пространство между Западным Манычем, средней частью бассейна р. Егорлыка и р. Кубанью от ее резкой излучины в районе г. Кропоткина до плавней и Азовского моря. Равнина сложена мощной (местами свыше 100 м) серией четвертичных образований, преимущественно континентального происхождения, представляющих аллювиально-делювиальные тяжелые суглинки, смытые со Ставропольской возвышенности и, может быть, частью с Кавказских гор. Ближе к Азовскому морю в эту толщу вклиняются морские отложения. В первой половине четвертичного периода эта равнина была несколько приподнята, что обусловило возникновение речной сети, собиравшей воды со Ставропольской возвышенности. В середине четвертичного периода рельеф достиг дряхлости и затем был плащеобразно перекрыт лёссовидными суглинками рисского и вюрмского возраста, частично эолового происхождения, смягчившими все неровности рельефа. В настоящее время поднятие эрозионной базы (поднятие уровня моря) вызвало подпруживание речной сети, что повлекло за собой замирание эрозии в верхней и средней частях долин и образование лиманов в низовьях (28, 848, 925, 1262, 1268).

2. Кубанские плавни, лежащие к западу от предыдущей геоморфологической области, образованы современными наносами р. Кубани и некоторых степных речек, текущих севернее. Породы, слагающие Азовско-Кубанскую равнину, уходят у станицы Славянской под наносы этой обширной сложной дельты, причленившей в недавнее историческое время Таманский полуостров к Кавказу. На побережье Азовского моря располагаются отшнурованные пересыпями и постепенно заносимые реками лагуны и лиманы (28).

3. Южнокубанская наклонная равнина занимает южную часть Прикубанского прогиба между Азовско-Кубанской равниной на севере и Кавказскими горами на юге. На востоке она граничит со Ставропольской возвышенностью и водораздельными высотами между бассейнами рр. Терека и Кубани. Сложенная, подобно Азовско-Кубанской равнине, речными, преимущественно флювиогляциальными образованиями, она отличается значительно более расчлененным рельефом. Южная часть равнины уже входит в область поднятия, захватившего ее вместе с поднятием горной области, что обусловило особенно отчетливую террасированность этой равнины, являющуюся ее наиболее характерной чертой. При этом водораздельные террасы являются более древними, и в промытые в них долины повторно вложено несколько эгажей террас более молодых — до 9 террас, группирующихся в 4 серии. По мере приближения к р. Кубани древние террасы постепенно снижаются и, наконец, погружаются под наиболее молодые аллювиальные отложения. Здесь равнина заболочена (405, 753, 917, 935, 1262, 1327).

4. Кумско-Малкинская равнина ограничена на юге нижним течением р. Малки и Теремом, а на западе и севере — р. Кумой. На востоке (на меридиане г. Моздока) она заканчивается уступом древней береговой линии Хвалынского моря. Аналогично Азовско-Кубанской на-

клонной равнине, Кумско-Малкинская равнина сложена лёссовидными суглинками, подстилаемыми флювиогляциальными песками и галечниками, отложенными, главным образом, р. Малкой до ее перехвата Тереком. Южная часть равнины, к югу от р. Куры, совершенно сглажена мощным покровом суглинков (642, 930). Рельеф северной части равнины изоброжден глубокими и безводными балками (Горькая Балка, Сухая падина). Здесь в основании мощного плаща четвертичных отложений лежат галечники, повидимому, миндельского (или верхнебакинского) возраста. Покрывающие их мощные лёссовидные суглинки в свою очередь уходят под отложения хазарской и хвалынской трансгрессий. В настоящее время эрозия здесь почти отсутствует (274, 275, 283).

5. Прикаспийская измененность входит в пределы описываемой территории только незначительной частью и занимает промежуток между низовьями рр. Кумы и Терека, будучи с запада ограничена уступом Кумско-Малкинской равнины, представляющим древнюю береговую линию хвалынского Каспия. В ее строении принимают участие глины и пески каспийских трансгрессий и наносы рек. Обычно верхний, не особенно мощный слой образован бурой глиной с каспийскими раковинами, а под ним залегает мощный слой песков. Там, где верхний слой поврежден, происходит развевание песков. В связи с этим во многих частях измененности мы встречаем песчаные массивы с характерными формами эолового рельефа: дюнами, барханами, кучугурами, в понижениях между которыми часто лежат солонцы, если дело идет о чистых песках, и соленые озера, если в песках имеются пропластки водонепроницаемой глины. Реки (Маньч. Кума, Кура) в летнее время года не доходят до моря, а теряются в песчаных наносах, распадаясь на цепь озер, более или менее засоленных. Отсутствие воды и засоленность почвы придают местности полупустынный, а местами и совершенно пустынный характер (527).

6. Терские плавни, образованные сросшимися дельтами Терека, Сулака, Аксаия, Ярык-су и Акташа, по своему характеру аналогичны плавням р. Кубани.

7. Пояс молодых предгорных наклонных равнин Центрального Кавказа занимает довольно узкую полосу прогиба вдоль предгорий Центрального и отчасти Восточного Кавказа от сел. Баксана (на р. Баксан) на западе до р. Гойты, недалеко от Грозного, на востоке. Морфологически пояс разделяется отрогами гор на самостоятельные равнины: Кабардинскую (Нальчикскую), Осетинскую (Владикавказскую) и Сунженскую. Сюда же можно причислить еще четвертую небольшую Гудермесскую наклонную равнину. Не представляют единого целого эти равнины и в тектоническом отношении. Прогиб Нальчикской равнины, по всем данным, надо связать с Алханчуртской синклиналию, продолжением которой далее на восток является Гудермесская равнина. Осетинская наклонная равнина, заключенная между предгорьями Кавказа и восточными Передовыми хребтами и простирающаяся от р. Уруха, а может быть и от р. Лескена на западе до р. Камбилеевки на востоке, и значительно более узкая Сунженская равнина, повидимому, представляют самостоятельные синклиналию прогибы. Эти последние выполнены значительной мощности четвертичными наносами, верхние горизонты которых представляют сросшиеся друг с другом речные конусы преимущественно флювиогляциального происхождения, отложенные во время двух последних оледенений. В строении Осетинской равнины принимают участие и морены более древних оледенений, что, впрочем, совер-

ипенно не отражается на ее рельефе, так как морены размыты и прикрыты галечниками последнего оледенения. Террасированы равнины слабо. Наиболее высокие террасы у выхода из гор обычно достигают высоты не более 20—25 м над рекой и быстро снижаются, сливаясь с поймой (280, 284, 642, 794, 864, 880, 920, 927, 1237).

8. Ставропольская возвышенность, для которой С. А. Яковлев (1262) предложил название «Предкавказское поднятие», представляет сложную складчатую структуру кавказского простирания, ось которой наиболее приподнята в районе г. Ставрополя и отсюда погружается как в северо-западном, так и в юго-восточном направлении. Таким образом, Ставропольская возвышенность представляет щитообразную выпуклость овальной формы с относительно крутым южным крылом, опускающимся к Кубанской мульде, и более пологим северным, переходящим постепенно в низменную равнину у Манычской впадины (882). Ставропольское поднятие образовано в основном песками и песчаниками миоцена. Среднесарматские раковинные известняки слагают наиболее возвышенные точки — столовые горы Стрижамент (827 м), Пикетную, Сейну, окрестности Ставрополя. В сводовой части антиклинального поднятия и в бассейне рр. Барсука и Янкули выступают глины майкопской свиты. Главные высоты Ставропольской возвышенности обращают на юг крутые обрывы, господствующие над долиной р. Кубани между гг. Невинномысском и Армавиrom. Вся возвышенность изрезана множеством долин, балок и обрывов, часто очень глубоких (в верховьях долины р. Калауса до 250 м). По данным М. Н. Думитрашко и Л. Г. Каманина (460), можно отличить следы древних широких долин, в которые вставлены более узкие молодые долины. Различается до трех таких древних денудационных уровней. Кроме того, на р. Калаусе, по С. А. Гагугуеву и А. Л. Рейнгарду, наблюдается по крайней мере две террасы, сложенные аллювиальными отложениями. Неравномерное распределение осадков и засушливость второй половины лета и весны ведут к тому, что значительная часть долин и балок представляет сухие русла, наполняющиеся водой во время таяния снегов и после сильных дождей. Даже р. Калаус лишена воды в своем нижнем течении. Роль механического выветривания значительна (280, 460, 526, 527, 529, 601, 602, 603, 604, 882, 1262).

9. Пятигорский район лакколитовых гор представляет небольшой участок Предкавказской равнины в полосе прогиба, приподнятый между двумя зонами опускания — Кубанской и Терской депрессиями. Он характеризуется группой из 17 куполовидных гор-лакколитов, находящихся в разной степени разрушения. В одних денудация вскрыла их массивнокристаллическое ядро, в других оно еще не обнажилось. Более разрушенные горы, как Бештау, Зменная, Развалка, Железная, окружены значительными делювиальными отложениями времен ледникового периода, образующими вокруг подножий широкие мантин, разрезанные в последующие эрозионные циклы. Высокое положение равнины при относительной близости понизившейся эрозионной базы обусловило глубокое врезание речных долин (системы рр. Подкумка, Этки, Золки), причем вследствие повторного понижения эрозионной базы вся местность оказалась сильно террасированной. Можно отличить до четырех уровней террас (долинных и водораздельных), из которых по крайней мере некоторые можно привести в связь с ледниковыми эпохами. На юг вся местность полого поднимается от долины р. Кумы у Минеральных Вод и у Кисловодска переходит в ландшафт слоев

ступеней, сопровождающих горную область в пределах почти всего Западного и Центрального Кавказа (293, 310, 314, 930, 975).

10. Восточные Передовые хребты, лежащие, главным образом, между средним течением р. Терека и параллельной ему р. Сунжей, представляют две невысокие горные гряды: более высокую южную Сунженскую с главной вершиной горой Заманкул (921 м) и северную более низкую Терскую (гора Токарева 700 м), с широкой синклинальной Алханчуртской долиной между ними. В образовании антиклинальных складок этих цепей принимают участие третичные породы, начиная с верхнемайкопских глин и до послепачагыльских отложений включительно. Их верхние слои — галечники и пески, содержащие особенно крупные валуны (до 5—6 м в диаметре) лав, диабазов и юрских криноидных известняков. К. А. Прокоповым относятся к четвертичному времени, а А. Л. Рейнгардом — ко времени наибольшего оледенения (мицдельского). Кроме того, в образовании складок отчасти принимают участие и покровные суглинки и даже дислоцированная, правда едва заметно, флювиогляциальная терраса левого берега р. Сунжи, относящаяся к предпоследнему оледенению. В соответствии с внутренним строением антиклиналей в Сунженской цепи круче южный склон, в Терской — северный. В восточном направлении обе системы антиклиналей продолжают и по другую сторону р. Сунжи, скрываясь под наносами немного не доходя до предгорий (Н. С. Шатский, 1232). На западе северная цепь обрывается у р. Терека, южная примыкает к зоне предгорий к югу от сел. Эльхотова. Молодость этих горных цепей отчетливо сказывается в их рельефе: своды антиклиналей еще почти не разрушены, и наиболее дислоцированные части являются одновременно и наиболее высокими. Эрозия еще не успела отпрепарировать наиболее твердые пласты. Склоны хребтов разрезаны балками очень слабо, и там, где хребты прорезаны речными долинами насквозь, последние носят характер долин antecedentных, как долина р. Терека (прежде долина р. Ардона) у сел. Эльхотова, долина р. Сунжи (прежде долина р. Терека) у сел. Назрана, долина р. Курпа в Терской цепи и, повидимому, прежняя долина одного из русел р. Терека — долина р. Ачалука в средней части Сунженского хребта.

За исключением западных частей северного склона обеих цепей, имеющих источники и потому покрытых лесом, постоянных проточных вод нет, местность носит полупустынный характер с сухими руслами. Рассыпанная по южным склонам гор галька, вывалившаяся из ачкагыльских и ашперонских конгломератов, часто носит следы ветровой полировки.

Лежащая между этими цепями плоская и широкая долина Алханчурт сложена смытыми с обеих цепей делювиальными суглинками, в восточной части также и современными известковистыми и песчанистыми отложениями, представляющими, главным образом, периодические выносы р. Ачалука (187, 421, 638, 794, 865, 870, 880, 920, 1237).

11. Таманский полуостров сложен рядом низких и коротких хребтов брахиантиклинального характера, частью с разрушенными сводами. Эти хребты образованы породами третичного возраста, впадины между ними — частью верхнетретичными, частью четвертичными отложениями, в восточной своей части в значительной степени последнеледниковыми дельтовыми отложениями р. Кубани, которые и причленили Таманский полуостров окончательно к Кавказу уже в историческое время. Тенденция к опусканию, сменившая недавнее поднятие, сказывается в изрезанности береговой линии и глубоко вдающихся лиманов,

обыкновенно отделенных от моря пересыпью. Характерно проявление деятельности грязевых вулканов (407, 833, 1268).

12. Флишевая область Западного Кавказа начинается возле г. Анапы, захватывает весь Западный Кавказ до массива Фипит-Оптеп, за исключением полосы слоесых ступеней и гребней северного склона, а на южном склоне простирается до р. Мзымты. Характерной чертой этой области является развитие флишевой фации отложений верхней юры, мела и отчасти палеогена (ритмичное чередование слоев сланцеватых мергелей, глинистых, известковистых песчаников и тонкослоистых известняков). По главному водоразделу в районе Гойтхского перевала и несколько западнее, по О. С. Вялову (264), обнажаются и более древние породы, до нижнеюрских сланцев включительно. В тектоническом отношении рассматриваемый район представляет ряд антиклинальных хребтов с синклинальными (и частью изоклинальными) долинами между ними. В западной части различают до четырех параллельных хребтов, из которых самый западный, размытый морем, сохранился участками и прерывается Новороссийской и Геленджикской ингрессивными бухтами, представляющими затопленные части продольных долин. Хребты еще сохранили первоначальную структуру, но все же эрозия сильно их расчленила на многочисленные хребтики поперечного простирания с такими же долинами. Во многих местах реки совершенно прорезали антиклинали, и Главный водораздел Кавказа многократно переходит с хребта на хребет, то далеко отходя от берега моря, то очень приближаясь к нему. Характерной чертой береговой зоны является абразионная деятельность моря, обусловившая возникновение всяких долинок, обрывающихся к морю высокими ступенями (1299), в то время как более крупные реки обнаруживают явление подпруживания, стоящее в связи с недавним изменением уровня эрозионной базы.

13. Область моноклиналиных слоесых ступеней и гребней (куэст), сопровождающая северный край гор от района станции Абинской на западе примерно до долины р. Терека на востоке, по своему строению разделяется на две части.

а. Первая подобласть слоесых ступеней начинается узкой полосой в районе станции Абинской, но ясно выражена от хр. Нистуко. Отсюда на восток пояс слоесых ступеней, обусловленных чередованием свит пород различной крепости, с моноклиналиным падением на северо-восток, расширяется и наибольшего развития достигает в районе Кисловодска и между рр. Малкой и Лабой, где его ширина доходит до 30 км. Здесь можно ясно различить три главные слоесые ступени, полого падающие на север и круто обрывающиеся к югу: 1) третичную, сложенную неогеновыми породами и отделенную от следующей понижением в полосе палеогена (Джелтмесские высоты, горы Пхазата и Северный Эльбурган). 2) меловую, уступ которой образован верхнемеловыми породами (горы Тегень и Южный Эльбурган) и 3) верхнеюрскую (горы Шолох и Джинца). Две последние хорошо выражены и на правом берегу р. Кубани и продолжают в верхнемеловые хребты Эльтыр-кач, Дарьинские высоты и хр. Джинал и соответственно — в верхнеюрские высоты Джегуты-аир — Кум-балли, Бермамыт, Кан-джол. Инал и т. д. Они разделены долинами рек, образовавшимися в полосе песчаниковой свиты нижнего мела, а понижение, отделяющее юрскую ступень от высот, лежащих к югу от нее, приходится на полосу средне- и нижнеюрских глин и песчаников.

б. Вторая подобласть тянется от р. Баксана или, может быть, от р. Чегема до долины р. Терека. Она значительно уже предыдущей и от-

личается от нее, главным образом, более крутым падением пород, образующих ступени, и появлением по мере движения на восток складчатости сначала в мезозойских, потом в третичных отложениях. И здесь также южная ступень образована верхнеюрскими доломитизированными известняками. На ее северном склоне ясно обозначается слоевой гребень твердых валанжинских известняков. Ряд коротких продольных боковых долин отделяет этот уступ от уступа, сложенного верхнемеловыми известняками, а далее к северу идет невысокая, плохо выраженная третичная гряда, увенчанная свитой плиоценовых грубых конгломератов и туфогенных песков. В этой части Кавказа юрская ступень достигает особенно значительной высоты (Кара-кая 3550 м, Кион-хох 3423 м, Карну-хох 3433 м) и далее к востоку начинает снижаться. Здесь северные ее склоны несут типичные кары, иногда даже короткие корытообразные долины со следами морен и остатками озер, а валанжинские известняки значительно окарстованы.

14. Зона краевых третичных складок Восточного Кавказа, сменяющая зону слоевых ступеней, начинается к востоку от долины Терека, но изменение характера тектоники, а в связи с нею также и геоморфологии, начинает сказываться еще раньше, примерно от района р. Гизель-дона. Эта зона идет сначала на восток почти в широтном направлении, затем огибает в районе р. Сулака выдающийся к северу выступ мезозойских известняковых отложений Дагестана и, после значительного расширения между рр. Сулаком и Манас-озень, продолжается сравнительно узкой полосой вдоль берега Каспийского моря в юго-восточном направлении до долины р. Самура. В современном рельефе рассматриваемой области отражаются особенности ее тектоники — кулообразно заходящие друг за друга брахиантиклинальные складки (купола Кокурт-тау и Эльлама), моноклиналиные гребни, нарушенные продольными надвигами и поперечными сбросами. В расширенной части наблюдаются плоскогорья, образованные слабо вогнутыми синклиналиями, и долины на месте узких антиклиналей (11, 38, 71, 187, 334, 337, 356, 871, 951, 952, 1019, 1231, 1232, 1293, 1327, 1332).

15. Область средневысотных гор Северо-Западного Кавказа, описанная К. И. Богдановичем (136) под названием «промежуточного пространства», резко отличается своими мягкими формами широких водораделов с плоскими или мягко округлыми вершинами, лежащими между глубоко врезынными долинами главных рек, от прилегающих к ней с севера области слоевых ступеней и с юга области высоких гор, резко воздымающихся над этой полосой. Она начинается на западе приблизительно от станицы Халыжинской и протягивается на восток до среднего течения р. Гунделена, достигая наибольшего развития между рр. Урупом и Малкой. Слагают ее преимущественно песчаники и сланцы нижней юры, нижней перми и карбона. Вверх по долинам эта древняя денудационная поверхность в бассейне р. Кубани увязывается с остатками самых высоких дншц, а вниз по долине она погружается под самые верхние террасы Кубани (древние покровные галечники). Разбросанные по ее поверхности галечники и отдельные более крупные валуны гранитов, остатки некогда развитых здесь галечных покровов, показывают, что своим происхождением эта денудационная поверхность обязана преимущественно боковой эрозии блуждавших по ней по выходе из гор рек. Время образования этой поверхности падает на первую половину бакинского времени, а может быть, и на апшерон. Не исключена возможность, что в бассейне р. Кубани она, кроме того, подверглась обработке льдом



миндельских ледников. В межледниковую миндель-рисскую эпоху произошло значительное поднятие местности, вызвавшее глубокое врезывание речной сети, в долинах которой впоследствии двигались ледники рисса и вюрма (917, 919, 928).

16. Мезозойская известняковая область Северного Дагестана, лежащая между зоной третичных предгорий и высокогорной частью Восточного Кавказа (сланцевая область Дагестана), начинается на западе узкой полосой от Терека до Аргуна и приобретает далее треугольную форму с вершиной, приходящейся на севере в долине Сулака; основание же треугольника в общем параллельно простиранию Кавказских гор. Это так называемый «Дагестанский клин» Н. С. Шатского, сложенный преимущественно карбонатными породами мела и юры, собранными в складки коробчатой формы, на западе более сжатые, на востоке расходящиеся. Возвышенности сложены в основном синклинально залегающими слоями и в таком случае часто имеют плоско-вогнутую поверхность вершин или сопровождаются асимметричного строения гребнями — остатками разрушенных антиклиналей, с одним пологим и другим обрывистым склоном. Долины приурочены преимущественно к размытым сводам антиклиналей (продольные участки долин) или прорезывают хребты вкrest их простирания, превращаясь в таких местах в тесные ущелья со всеми чертами клюз, чередующихся с расширенными участками — картина, характерная для поперечных участков долины Сулака (38, 71, 1231, 1232, 1249).

17. Западная высокогорная область Кавказа начинается на западе массивом Чугуш, но с некоторой натяжкой к ней можно отнести и стоящий особняком еще западнее известняковый массив Фишт-Оштен, в основании которого впервые обнажаются граниты. На востоке область доходит до Военно-Грузинской дороги, а на юге выходит за пределы описываемой части Кавказа. Хребтами Кынгыр-чат-баши, Кенделляр и Ташлы-сырт она граничит в западной части с лежащей севернее у их подножия областью древней денудационной поверхности. Начиная с района р. Баксана, к ней непосредственно примыкает пояс слоевых ступеней. В петрографическом отношении эта область характеризуется преимущественным развитием кристаллических сланцев, гранитов докембрия и палеозоя и метаморфических пород палеозоя до нижней перми включительно, хотя мы встречаем здесь и неметаморфизованные породы нижнеюрского возраста.

В западной половине — от Чугуша до Эльбруса — можно различить до пяти параллельных хребтов, но только один водораздельный, так называемый Главный, тянется через всю область; остальные поперечными долинами разбиты на отдельные короткие участки и массивы. Строение и расположение этих хребтов нередко обусловлено линиями разломов (В. Н. Робинсон, 982). По линиям этих параллельных и пересекающихся под углом разломов были приподняты отдельные глыбы. Восточнее Эльбруса число хребтов становится меньше. Существование их, как и на западе, предопределено линиями разрывов, по которым отдельные глыбы были горстообразно или чешуйчато приподняты над другими глыбами.

Это — область особенно сильного современного оледенения и наиболее ярко выраженных гляциальных форм древнего оледенения, сохранности которых много способствует характер пород. Поэтому всюду мы видим типично выраженные гляциальные черты. Громадное большинство поперечных долин имеет характерную корытообразную форму, переуглублено относительно своих притоков (иногда, прочем, как, например, Цейское

ущелье и ущелье р. Бу-ульгена, переуглублены боковые долины, причем в их верховьях хорошо сохранились устьевые ступени, преимущественно в западной половине). К востоку от Эльбруса гляциальные черты долин несколько ослабевают. Так же точно и кары на северных склонах в Центральном Кавказе становятся более редкими. Кроме того, в связи с возрастанием в восточном направлении континентальности климата гляциальные черты все больше маскируются деятельностью послеледникового механического выветривания, вызывающего образование колоссальных осыпей, скрывающих под собою корытообразную форму долин и выполняющих щебнем кары (5, 427, 561, 770, 917, 919, 927, 935, 936, 951, 1248, 1293, 1296, 1304, 1327).

В этой области в качестве подобластей необходимо выделить три вулканических центра: Эльбрусский, Чегемский и Казбековский (см. рис. 34).

18. Восточная высокогорная область Кавказа, граничащая на севере с мезозойским известняковым Дагестаном и на юге доходящая почти везде до Главного водораздела, на западе в районе Казбека без резкой границы переходит в западную (гранитную) высокогорную область. Она отличается от последней полным отсутствием гранитов и палеозойских метаморфических пород. Господствующими породами являются песчаники и глинистые и метаморфизованные сланцы нижней и средней юры, собранные в складки северо-западного простирания, тем сильнее сжатые и даже опрокинутые на юго-запад, чем дальше на юго-запад они лежат. Сильное изменение положения эрозионной базы при небольшом горизонтальном расстоянии обусловило особенно энергичную глубинную эрозию рек, вследствие чего речные долины отличаются глубиной, узостью и крутизной склонов. Густота же речной сети отразилась на острых формах водораздельных гребней. Ледниковые явления здесь развиты значительно слабее, чем в Центральном Кавказе. Древние ледники наложили свой отпечаток только на самые верховья долин, а легкая разрушаемость пород и континентальность климата ведут к образованию колоссальных накоплений щебня и ускоряют уничтожение этих следов (38, 72, 292, 452, 455, 547, 951, 952, 954, 972).

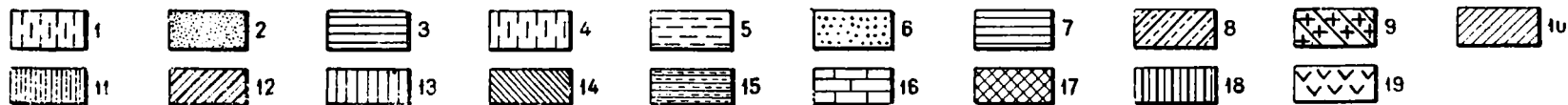
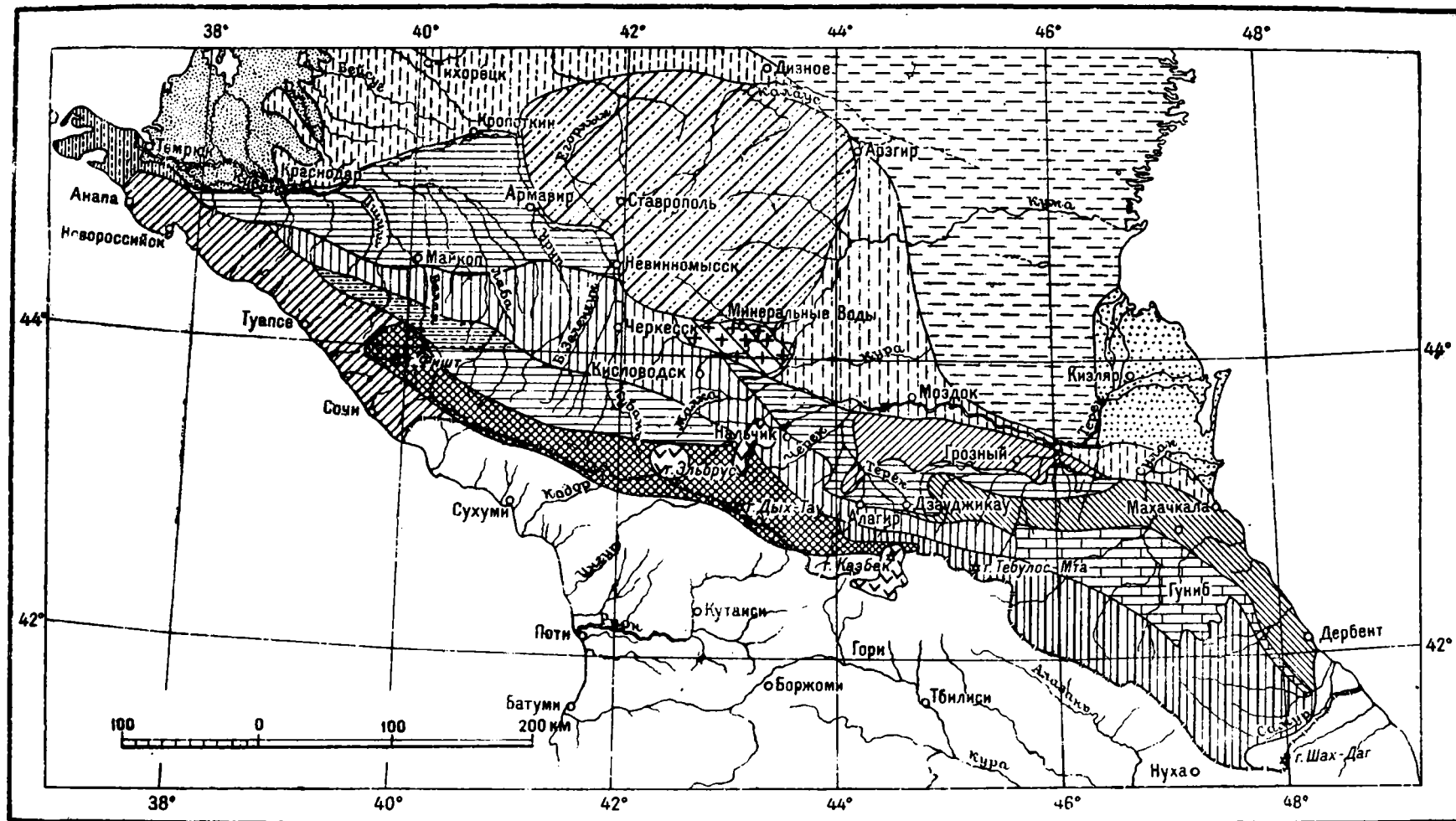


Рис. 34. Карта геоморфологических областей Северного Кавказа.  
Составил А. Л. Рейнгард в 1941 г.

1 — Азовско-Кубанская равнина; 2 — Кубанские плавни; 3 — Южнокубанская равнина; 4 — Кумско-Малкинская равнина; 5 — Прикаспийская низменность; 6 — Терские плавни; 7 — поле молодых наводных равнин Центрального Кавказа; 8 — Ставропольская возвышенность; 9 — Пятигорский район лавколятовых гор; 10 — Восточные Передовые хребты; 11 — Таманский полуостров; 12 — флишевая область Западного Кавказа; 13 — область моноклиальных слоев ступеней и гребней (кузет); 14 — зона краевых третичных складок Восточного Кавказа; 15 — область складчатых гор Северо-Западного Кавказа; 16 — мезозойская интрузивная область Северного Дагестана; 17 — западная высокогорная область Кавказа; 18 — восточная высокогорная область Кавказа; 19 — вулканические области — Эльбурская, Чегемская и Кабардинская.

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Дать в кратком изложении историю геологического развития такой сложно построенной страны, как Большой Кавказ с прилегающими к нему степями Предкавказья, задача нелегкая. Уже один только хронологический диапазон — от докембрия через все периоды палеозоя, мезозоя и кайнозоя до наших дней — требует рассмотрения огромного количества этапов этого развития. При этом необходимо принять во внимание, что главный источник изучения геохронологии — стратиграфические колонки отложений — оказываются существенно различными в разных районах огромной территории Северного Кавказа. Для каждого этапа, для каждого момента геологической истории необходимо нарисовать ряд карт — схем распределения суши и моря, областей денудации и аккумуляции осадков разной мощности и различного вещественного состава, показать распределение фаций, направления сноса терригенных материалов, отметить места и характер проявлений вулканизма и связанной с ними металлогении, набросать схемы распределения тектонических движений — диастрофических и колебательных — и т. д. Чтобы показать движение, динамику всех этих геологических сил и процессов шлово, без скачков, следовало бы еще в тысячи раз приумножить количество таких карт или кадров и, по мысли Л. А. Варданянца, демонстрировать историю геологического развития Кавказа в виде такого кинофильма. К сожалению, по состоянию наших знаний мы еще очень далеки от возможности создать такой фильм. Нам придется ограничиться более скромной задачей — отметить для крупных этапов геологической истории Большого Кавказа лишь самые характерные черты движений земной коры, определяющие денудацию и аккумуляцию, трансгрессии и регрессии, архитектонику страны, проявления вулканизма и пр. и, насколько это возможно, в самых общих чертах охарактеризовать развитие органического мира, изменения климата и палеогеографию страны.

Наша задача несколько облегчается тем, что сводки и обобщения по некоторым из перечисленных вопросов неоднократно выполнялись за последние 20 лет. Назовем работы А. П. Герасимова — «Кавказская складчатость и вулканизм» и др. (301, 307, 309), В. П. Ренгартена — общие очерки тектоники (959, 961, 977), Л. А. Варданянца — структурно-тектоническое районирование и др. (201, 219, 223), И. Г. Кузнецова — этапы развития вулканизма, металлогении и тектоники (676, 679), В. В. Белоусова — исследование колебательных движений, мощностей осадков, их фаций и пр. (80), В. Н. Робинсона — геологическая история палеозоя и триаса (982, 987, 995), Б. П. Жижченко, В. П. Колесникова и А. Г. Эберзина — история неогеновых морей (611) и многие другие работы. Новейшие данные приводятся также авторами разделов настоящего тома, посвященных стратиграфии, вулканизму, тектонике и геоморфологии. Все эти материалы положены в основу при составлении настоящей главы.

Задачей настоящего очерка было извлечь из этих обширных материалов все самое существенное и выявить закономерности в проявлениях основных геологических факторов и их взаимную связь.

### ДОКЕМБРИЙСКАЯ ЭРА

Историю геологического развития Кавказа необходимо начинать с докембрия, с тех самых древних времен жизни Земли, когда ее летопись только начала запечатлеваться в горных породах. Эти древнейшие записи везде являются трудночитаемыми в силу глубокого метаморфизма пород, а на Кавказе породы докембрия к тому же разорваны на отдельные клочки, измяты и разобщены тектоническими процессами и внедрениями магматических пород.

Площадь, где выступают на поверхность породы докембрия, на Кавказе довольно велика. На протяжении 400 км от южных отрогов горы Фишта до Дарьяльского ущелья в составе доюрского субстрата находятся участки, сложенные докембрием. Несомненно, что эти глубоко метаморфизованные породы в разные моменты геологической истории Кавказа выступили на поверхность земли не только в осевой части хребта, но и в других его частях и особенно в Предкавказье, где они теперь скрыты под покровом мезозойских и кайнозойских отложений, и в свое время давали терригенные материалы для образования многих палеозойских и мезозойских осадочных толщ.

По исследованиям С. П. Соловьева, большинство докембрийских пород Кавказа — гнейсов и кристаллических сланцев — первоначально было нормальными осадочными породами. Следовательно, в эти древнейшие времена территория Кавказа была покрыта морем. Осадки этого бассейна состояли из глинистого, песчано-глинистого и известково-глинистого материала. Грубообломочные отложения, свидетельствующие о прибрежных фациях или о перерывах, известны только в верхней, менее сильно метаморфизованной свите, отнесение которой к докембрию может быть поставлено под сомнение. Известняковые прослои (превращенные впоследствии в мраморы и окарны), встречающиеся в древнейшей толще, относимой к нижнему докембрию, свидетельствуют о развитии органической жизни в соответствующем бассейне. О том же, пожалуй, говорят и включения графита в этих мраморах. Колоссальная мощность докембрия позволяет сделать заключение о формировании его в геосинклинальном прогибе.

Древнейший период седиментации закончился чрезвычайно сильными тектоническими проявлениями и внедрениями магматических пород. Все породы докембрия подверглись глубокому региональному метаморфизму под влиянием давления и под воздействием интрузий. Древнейшие интрузии (кислые и основные) пережили в дальнейшем еще ряд тектонических фаз и поэтому сами представляются сильно измененными и часто превращены в ортогнейсы. Далеко не все интрузии, прорывающие кристаллические породы докембрия, относятся к первому этапу магматической деятельности. Здесь много более молодых тел, но в некоторых случаях разграничение их по возрасту еще является задачей будущих исследований.

К верхнему докембрию в Большом Кавказе условно относят свиты серицитовых, хлоритовых и амфиболовых сланцев, менее метаморфизованных, чем описанные выше, но отличающихся от тех еще более слабо метаморфизованных пород, к которым приурочены находки кембрий-

ской фауны. Это были в основном терригенные осадки морского бассейна. Местами к ним присоединялись эффузивные продукты, местами отмечаются пачки мраморизованных известняков и горизонты окварцованных конгломератов. Разобщенность выходов этих пород и заведомого кембрия не позволяет установить между ними угловых несогласий и тем доказать существование орогенической фазы на границе докембрия и палеозоя.

Условно с верхней предкембрийской фазой диастрофизма связывают обычно грандиозные интрузии светлых гранитоидов Главного хребта. Их внедрение в нижнюю свиту кристаллических сланцев докембрия происходило на большой глубине под мощным покровом верхней докембрийской (или нижнепалеозойской?) свиты. Следствием этого явился глубокий, высокотемпературный метаморфизм нижней свиты и меньший метаморфизм верхней. С многофазными внедрениями гранитов Главного хребта связано образование пегматитов и многих редкометалльных и полиметаллических месторождений.

## ПАЛЕЗОЙСКАЯ ЭРА

### НИЖНЕПАЛЕЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

Периоды кембрия и ордовика (нижнего силура) остаются на Кавказе очень мало освещенными, главным образом, в виду крайней редкости нахождения фауны (кембрий хр. Дженту и бассейна р. Малки) и трудности отличить их, с одной стороны, от пород, относимых к верхнему докембрию, а с другой — от метаморфических сланцев готландия и девона. Ордовик фаунистически остается вовсе не доказанным на Кавказе.

Отношение осадочной серии нижнего палеозоя к верхнему докембрию не ясно. В бассейне р. Б. Лабы, где наблюдается контакт между этими двумя сериями, значительно больший метаморфизм докембрия говорит о разделяющем их перерыве и орогенической фазе.

Нижнепалеозойская серия, мощностью до 3000 м, состоит в основном из терригенных осадков, превращенных в метаморфические сланцы и кварциты. Среди них располагаются горизонты известняков. В одном из них, мощностью до 300 м, встречены среднекембрийские археоциаты (Б. Лаба), а в другом (Малка), положение которого менее ясно, — среднекембрийская фауна трилобитов и брахиопод. Вулканическая деятельность в течение нижнего палеозоя проявилась в форме эффузий различных порфиroidов и их туфов.

О проявлениях каледонских тектонических движений на Кавказе можно только делать предположения. Прямых доказательств мы не имеем, так как средний палеозой, начиная с готландия (верхнего силура), соприкасается с нижним палеозоем по тектоническим контактам. К тому же основная ориентировка тектонических структур во всех этих древнейших осадочных сериях имеет неизменно «кавказское» направление. Тем не менее имеются все основания связывать с каледонской фазой диастрофизма и некоторые кислые (гранитоидные), а также основные и ультраосновные интрузии, рассекающие метаморфическую серию нижнего палеозоя. Эти интрузивные тела в свою очередь являются сильно рассланцованными под влиянием ранневарисских тектонических движений. Пока еще не выяснено, следует ли с этой фазой магматической деятельности связывать какие-нибудь рудные проявления.

## СРЕДНЕПАЛЕЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

## Готландский (верхнесилурийский) период

Верхнесилурийские осадки известны до сих пор только на маленькой площади в бассейне р. Малки. Это — серия филлитов в 1400 м мощности с несколькими горизонтами известняков, содержащих остатки богатой фауны, представленной трилобитами, головоногими, пелециподами, брахиоподами и пр. Фация — скорее всего говорящая о неглубоком море. Каковы были размеры и очертания этого морского бассейна, мы в настоящее время сказать не можем. Относительно большая мощность этих отложений, соответствующих, судя по фауне, только двум верхним ярусам готландия, а также постепенность перехода их в еще более мощные отложения девона, говорят о накоплении этих осадков в обширном геосинклинальном бассейне.

## Девонский период

Осадконакопление в течение девона выражается образованием толщи пород свыше 3000 м мощности. Нахождение этих осадков в зоне Передового хребта на протяжении по крайней мере 160 км (от р. Малой Лябы до Эльбруса) уже позволяет уловить вытянутость соответствующей геосинклинальной депрессии параллельно современному Кавказу. Начиная со среднего девона, по распределению грубообломочных элементов в осадках, можно говорить о формировании параллельно с этой депрессией, к северу от нее, геоантиклинальной зоны, где периодически возникают эрозируемые выступы суши.

Филлитовые сланцы, которыми сложен нижний отдел девона, произошли за счет терригенных глинистых и тонкопесчанистых осадков, отлагавшихся в сравнительно мелководном бассейне. С конца нижнего и в течение среднего девона к этим осадкам начинают все в большем и в большем количестве примешиваться эффузивные продукты в виде туфов и подводных излияний кислой магмы (кварцевых порфиров и альбитофиров). Центры этой вулканической деятельности имели чрезвычайно широкое распространение не только на Северном Кавказе, но и на Урале и в Казахстане. В области Предкавказского поднятия эти эффузивы подвергаются размыванию и переотлагаются в виде галек в конгломератах среднего девона депрессии. Среди этих мелководных отложений появляются первые прослой известняков. В верхних горизонтах конгломератов среднего девона, кроме галек древних гранитов, кристаллических сланцев и кварцевых порфиров, встречаются также гальки девонских же известняков. Это служит указанием на ранние проявления варисских тектонических движений. Однако в наблюдаемых разрезах фаунистически охарактеризованный верхний девон залегает без видимых угловых несогласий. В его составе известняки играют существенную роль, и фации становятся более глубоководными. Количество туфогенных и терригенных материалов уменьшается, а в южной подзоне (верховья р. Кяфар-Агура) отлагаются только чистые известняки.

О девонскими (ранневарисскими) тектоническими движениями и соответствующими вулканическими проявлениями иногда ставят в связь (И. Г. Кузнецов, 1940 г.) северные интрузии гранитов и гипербазитов (рр. Малка, Кубань, Лаба, Белая). Однако нет еще ясных указаний на их более древний возраст по сравнению с палеозойскими интрузиями

расположенных южнее зон, для которых имеются достаточные основания принимать средневарисский возраст.

## ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

### Каменноугольный период

#### *Нижнекарбоновая эпоха*

Отложения нижнего карбона без перерыва продолжают верхний девон. Известняки с этренской фауной сменяются выше морскими песчано-глинистыми осадками, соответствующими остальной части турнейского яруса. В это время возобновляется вулканическая деятельность (подводные излияния порфиритов).

В течение визейской и намюрской эпох энергичные движения земной коры неоднократно прерывают осадконакопление в обширной и до того еще мало дифференцированной геосинклинальной зоне Большого Кавказа. В течение нижнего карбона определилась «зона Передового хребта» (В. Н. Робинсон) с более мощным накоплением осадков и более мобильная геосинклинальная зона Главного хребта, где сохранились не все свиты нижнего карбона.

Складкообразовательные процессы и глыбовые перемещения с разломами возобновляются, повидимому, три раза, подразделяя отложения нижнего карбона на три серии. Все эти три серии отложений носят, однако, морской характер и только после наиболее сильной заключительной фазы этих средневарисских движений в среднем карбоне морские осадки сменяются континентальными.

Общая мощность осадков нижнего карбона — порядка 4000 м. Фации резко меняются как в пространстве, так и в вертикальном направлении. Несколько грубообломочных горизонтов местами несогласно перекрывают размытые перед этим более древние отложения. Много эффузивных пород и туфов.

Со средневарисскими тектоническими фазами связывается внедрение интрузий магматических пород, часть которых проникает и в нижнекарбоновые отложения вплоть до аналогов визейского яруса. Нахождение галек этих пород в базальных конгломератах среднего карбона создаст узкие пределы для времени их внедрения. Намечается большое разнообразие типов интрузивных пород — от ультраосновных до гранодиоритов. Возможно, что этот ряд пополнится гранитами с аплитами и пегматитами, если интрузии северной зоны имели место не в ранневарисские, а в средневарисские фазы.

Влияние этих интрузий сказалось не только общим метаморфизмом пород среднего палеозоя и нижнего карбона, но и появлением разнообразных рудных месторождений — хрома, никеля, золота, полиметаллов и пр.

#### *Средне- и верхнекарбоновая эпохи*

После сильнейших катастрофических проявлений судетской фазы территория Большого Кавказа надолго становится сушей и областью размыва. Направления складчатых структур и разломов, возникших в средневарисские фазы, более или менее совпадают с «кавказским» простиранием. Все эти структуры больше всего были приподняты на западе, в районе р. Белой (поперечное воздымание). Последующие колебательные



Движения постепенно начинают обрисовывать новые зоны воздымания и погружения. В последних к концу вестфальской эпохи начинается новая аккумуляция осадков, в этот раз континентальных.

Отложения среднего и верхнего карбона приурочены, главным образом, к зоне Передового хребта и известны на протяжении 240 км от р. Белой до р. Чегема. Мощность их достигает 1300 м. Осадки представлены в первой половине толщи главным образом глинистыми сланцами с прослоями песчаников и каменных углей; конгломераты редки. В верхнем карбоне песчаников и конгломератов больше, прослой угля незначительны. Осадконакопление шло в условиях озерных и болотных водоемов среди пышного развития растительности. Обломочные материалы поступали, главным образом, с юга из зоны Главного хребта. Контраст между этими зонами размыва и аккумуляции усиливается в верхнекарбонное время, причем восходящие движения захватывают и некоторые участки зоны осадконакопления, так как в базальных конгломератах верхнекарбонной свиты встречаются обломки пород среднего карбона.

Проявления вулканизма в виде излияний кварцевых порфиров и выбросов туфов отмечаются на разных горизонтах среднего и верхнего карбона.

### Пермский период

В зоне Передового хребта аккумуляция континентальных отложений продолжается и в нижнепермское время. Однако, уже по южной ее окраине, в верховьях р. Урупа, нижнепермская свита трансгрессивно перекрывает собранные в складки отложения продуктивной свиты среднего карбона. Повидимому, мы имеем здесь проявления астурийской, предпермской тектонической фазы. Они имели ограниченное распространение и не помешали значительному расширению области осадконакопления в пермское время также и на Промежуточную зону — между Передовым и Главным хребтами. Нижнепермские отложения, достигающие мощности в 3000 м, принадлежат к континентальным фациям и своей красной окраской указывают на аридный климат. Редкие растительные остатки встречаются только в нижней части толщи, где осадки имеют озерный характер, являются менее грубыми и представлены местами глинистыми сланцами и даже прослоями кремнистых известняков (прибрежно-морская фация?). Верхняя часть толщи сложена грубыми песчаниками и конгломератами с первично-наклонным залеганием слоев.

Все это говорит о накоплении нижнепермских отложений в предгорной, все время погружавшейся депрессии, причем одновременно горная область в зоне Главного хребта испытывала воздымания. Судя по внешнему подвздутию очень грубообломочных конгломератов, эти движения имели глыбовый характер, причем поднятия возникали иногда и вдоль северного края депрессии, в северной зоне Передового хребта. В накоплении красноцветной толщи во всей зоне Передового хребта отмечается короткий перерыв, соответствующий фазе восходящих движений. Но во второй половине нижнепермского времени область накопления грубообломочных отложений даже расширяется. На средней части предгорной зоны водные потоки разносят материалы к западу и к востоку, где к началу верхнепермского времени намечаются области наибольшего погружения. Сюда прежде всего проникает морская трансгрессия верхней перми (район между рр. Белой и Лабой и бассейн р. Гизель-дона).

В течение нижнепермской эпохи вулканическая деятельность выражалась излияниями порфиритов и выбросами туфов.

Осадки верхнепермского моря представлены в западной части Промежуточной зоны свитой известняков, без угловых несогласий сменяющих континентальные отложения нижней перми. Севернее, в зоне Передового хребта, и южнее, в зоне Главного хребта, трансгрессивно залегающая свита верхней перми начинается песчано-глинистыми осадками, лишь вверху сменяющимися известняками. Общая мощность верхней перми — до 300 м. Фации мелководные и рифовые. Фауна, очень богатая и разнообразная, указывает на связь Северокавказского бассейна с морями Тетиса. Соединение с морем Русской платформы было затруднено существованием суши к северу от Кавказа. Горный кряж на месте Главного хребта в верхнепермское время исчезает, и море покрывает все зоны в Центральном Кавказе. Можно говорить о существовании продольного прогиба «кавказского» простирания, поскольку остатки известняков с верхнепермской фауной встречаются на протяжении 380 км от р. Белой до р. Гизель-дона.

Последняя, пфальцская фаза варисских тектонических движений имела место на границе перми и триаса. Трудно указать, какие складчатые структуры возникли в эту фазу, но морской режим был прерван повсеместно неравномерными глыбовыми поднятиями. Процессы эрозии удаляют прежде всего отложения верхней перми в большей части Центрального Кавказа, а за ними подвергаются размыву и более древние члены палеозоя вплоть до докембрия. Наиболее приподнятой, а стало быть, и наиболее эродированной оказалась снова зона Главного хребта.

С пфальцской фазой диастрофизма, по мнению некоторых исследователей, следует связывать небольшие интрузии гор Ятыргварты и Магишо (между Малой и Большой Лабой), отличающиеся разнообразием пород с ясно выраженным порядком их внедрения от основных эвкритов и габбро до гранитов. К этой же фазе магматических проявлений можно приурочить возникновение в некоторых пунктах редкометального оруденения.

## МЕЗОZOЙСКАЯ ЭРА

Эрозия на границе палеозоя и мезозоя была достаточно продолжительной, чтобы пенеппенизировать область Большого Кавказа и подготовить ее для новых морских трансгрессий. Повсеместно мезозойские отложения залегают с угловыми несогласиями на всех более древних породах.

### Триасовый период

Перерыв в осадконакоплении на Большом Кавказе захватил, повидимому, верхи верхней перми и низы нижнего триаса. К последнему моменту страна была достаточно пенеппенизирована, чтобы новое опускание повело к широкой трансгрессии моря. Об этом говорит преобладающий карбонатный характер осадков не только нижней части, но и всей триасовой толщи в целом. Однако Предкавказское поднятие продолжает существовать и в нижнем триасе, отделяя Кавказский бассейн от Мангышлакского. Другое поднятие, повидимому, располагалось западнее Кавказа и затрудняло сообщение со Средиземноморьем. О размерах и очертаниях того прогиба, в котором шло накопление триасовых осадков на Кавказе, судить очень трудно, так как выходы триаса сохранились в настоящее время только на протяжении 70 км между рр. Белой и Большой

Лабой. Все же полная мощность осадков триаса, до 1500 м, говорит о геосинклинальном характере того прогиба, который существовал на месте так называемого Передового хребта В. Н. Робинсона.

Колебательные движения различным образом изменяли условия осадкообразования в разных частях бассейна, обуславливая изменения фаций и мощностей осадков. Базальные конгломераты и песчаники нижнего триаса, вообще мало развитые, увеличиваются в мощности по направлению к северо-востоку, где располагалась область сноса терригенных материалов. Вслед затем скифская трансгрессия значительно отодвигает береговую линию к северу. Карбонатные, органогенные фации осадков распространены на всей известной площади развития скифских и анизийских слоев, причем преобладание аммонитов говорит даже о довольно глубоком море. Обмеление его начинается в лабинской век. и с приближением береговой линии с севера в рассматриваемую область начинают поступать терригенные материалы. Неравномерное погружение депрессии на разных ее участках ведет к тому, что западный ее участок (район р. Сахрай) совсем осушается. К тому же в это время происходят также слабые складкообразовательные движения лабинской фазы. Есть основания полагать, что и в зоне Главного хребта в это время поднималась возвышенная суша.

Верхнелабинская трансгрессия несогласно перекрывает разные более древние отложения. В зоне депрессии на месте Передового хребта в это время образовался морской залив, в котором отлагались глинистые сланцы и песчаники. Неравномерность колебательных движений по оси геосинклинальной депрессии привела к тому, что в начале верхнего триаса в карнийское время, при общем углублении моря (сланцы с аммонитами и *Halobia*), на восточном участке (в районе р. Малой Лабы) появилась суша и, конечно, существовали острова в зоне Главного хребта. В норийское время область, охваченная нисходящими движениями, сильно расширяется, и трансгрессия распространяется не только на всю зону Передового хребта, но и на Промежточную зону и на Главный хребет. При этом наиболее глубокое море, имевшее свободную связь с основной областью Тетиса, располагалось в зоне Главного хребта, а севернее отмечаются переходные песчаные фации шельфа, затем рифовые и песчаные известняки с богатейшей фауной и, наконец, прибрежные грабчопесчаные отложения с банками пеллеципод с толстостенными раковинами. Мелкие колебательные движения обуславливают в зоне Передового хребта чередование этих фаций и в вертикальном разрезе. Общая регрессия моря уже ощущается в начале рэтского времени.

Итак, в течение триасового периода в области Большого Кавказа снова определяется вытянутая в «кавказском» направлении геосинклинальная зона аккумуляции осадков. Фазы складкообразовательных процессов, проявляющиеся особенно интенсивно по южной окраине этой зоны, в области Главного хребта, имели место на границе перми и триаса (пфальцская фаза), в верхнелабинское время (слабая лабинская фаза) и между триасом и юрой (древнекиммерийская фаза).

Вулканических проявлений в эффузивной форме среди отложений триаса не известно. Интрузий, связанных с лабинской и древнекиммерийской фазами, тоже до сих пор с достоверностью не было констатировано.

Триасовый морской бассейн Кавказа все время оставался разобщенным от Мангышлакского и Южноуральского. Он имел непосредственную связь с Тетисом, особенно с его восточной частью. С западом и в том числе

с Альпийской областью связь периодически и даже надолго прерывалась возникновением к западу от Кавказа мелководных или надводных барьеров.

## Юрский период

### Нижне- и среднеюрская эпохи

Осадки первых ярусов юрской системы (геттангского и синемюрского) нигде на Сев. Кавказе не известны. Можно думать, что в эти эпохи седиментация еще не начиналась. Интенсивные орогенические процессы на границе триаса и юры охватили всю территорию Большого Кавказа. Мы не можем в настоящее время восстановить отчетливо те тектонические структуры, которые возникли в древнекиммерийскую фазу диастрофизма. Однако совершенно несомненно, что общее простирание складчатых форм уже тогда установилось в «кавказском» направлении — с запада-северо-запада на восток-юго-восток. Это выводится из рассмотрения складчатости триасовых отложений, выступающих из-под более полого залегающего покрова лейаса и из расположения полос выходов разных членов палеозоя. Зона наибольшего поднятия всех складок и тектонических элементов древнекиммерийской орогении в основном совпала с Главным хребтом. Предъюрская эрозия, срезая эти структуры, обнажила здесь древнейшую серию сильно метаморфизованных и кристаллических пород, относимых к докембрию. К северу и к югу от этой полосы в строении доюрского субстрата принимают участие последовательно все более и более молодые члены палеозоя. На западе, в бассейнах рр. Белой и Лабы, где сохранился триас, этот субстрат был менее приподнят и менее размыт, по сравнению с Центральным Кавказом и особенно с зоной Главного хребта. Судя по колоссальным размерам эрозии, срезавшей древнекиммерийские горные сооружения Кавказа, поднятие этой области было очень значительным, особенно в Центральном Кавказе.

Позволительно поставить вопрос, где же располагались соответствующие по времени области аккумуляции, где накапливались огромные толщи рэт-лейасовых терригенных осадков? Мы знаем только «таврическую» сланцевую формацию Крыма ( $T_3$  —  $J_1$ ) и рэт-лейасовые континентальные отложения Восточного Припуралья. Все это слишком далеко от Кавказа. Необходимо допустить, что поднятие Кавказа сопровождалось параллельными ему депрессиями, где в рэт-лейасовое время накапливались терригенные материалы.

Но вот в конце нижнего лейаса, в лотарингский век пенецленезированная область Большого Кавказа начинает опускаться — здесь закладывается новая обширная геосинклинальная депрессия, заполняющаяся мощными и однообразными песчано-глинистыми осадками. На месте древнекиммерийской геоантиклинали возникает среднелейасовая геосинклиналь. Естественно сделать предположение, что эта инверсия распространилась и на соседние депрессии, особенно на Предкавказскую, которая должна была превратиться в геоантиклинали. Восходящие движения в зоне Предкавказья обусловили развитие здесь денудационных процессов, обеспечивших поступление терригенных материалов в геосинклинальный бассейн Большого Кавказа. Такой источник терригенных материалов к северу от Большого Кавказа уже давно намечался многими исследователями, но сделанное предположение об инверсии объясняет многое. Толщи осадочных терригенных рэт-лейасовых отложений, нако-

нившихся в гипотетической депрессии Ставрополя, после инверсии с конца нижнего лейаса в первую очередь снабжают Кавказский бассейн хорошо переработанными глинистыми и тонкопесчанистыми материалами. Это объясняет и замечательное однообразие сланцевых толщ нижней и средней юры Кавказа.

Началась ли лейасовая трансгрессия всюду в лотарингский век, как в бассейне р. Лабь, или в других местах область была занята морем позднее, сказать трудно из-за редкого нахождения фауны в нижних слоях толщ. Базальные слои имеют различный состав — то это грубые конгломераты из пород субстрата, то пески, то оолитовые железные руды, то углестые сланцы. Но вслед за тем всюду устанавливается отложение однообразных глинистых и тонкопесчанистых осадков. Такая фация выдерживается и в течение всего среднего лейаса. Большею частью это морские осадки, что доказывается присутствием прослоев криноидных известняков и конкреций сидеритов с отпечатками аммонитов и другой морской фауны. Однако местами накопление более мощных песчанистых осадков сопровождалось образованием пластов каменного угля, что указывает на временное появление паралических бассейнов (Кубань, Безингиевский Черек), а также, вероятно, отмелей и островов.

Наконец, однообразие песчано-глинистых осадков местами нарушается эффузивными породами — кератофирами, вариолитами, туфобрекчиями и туффитами. Л. А. Варданянц намечает целый ряд таких очагов вулканической деятельности в нижне- и среднелейасовое время — Кубань, Безингиевский Черек, бассейны Уруха, Ардона, Фиагдона, Девдотак, Хевсуретия и Кахетия (199). Это была целая цепь вулканов, следы деятельности которых, кроме эффузивных продуктов, несомненно должны были выражаться дайками и интрузивными телами, пересекающими нижне- и среднелейасовую свиту и более древние породы. Однако для большинства известных диабазовых даек необходимо принять более молодой (миоценовый?) возраст. Еще труднее отнести к донецкой фазе какие-нибудь из кислых гранитоидных интрузий. Л. А. Варданянц считал возможным связать с этой фазой по крайней мере часть липаритов Тырны-ауза.

Мощность нижне- и среднелейасовых отложений очень велика, особенно в Главном хребте и в Дагестане, где она для свиты уплотненных аспидных сланцев превышает 3000 м. Это говорит о значительном прогибании Кавказской депрессии за это время. В северо-западной части Кавказа мощности среднего лейаса значительно меньше, но это объясняется, главным образом, последующим размыванием. В бассейнах рр. Малки, Баксана и Чегема рассматриваемых отложений в северной зоне и вовсе не сохранилось.

На границе среднего и верхнего лейаса колебательные движения земной коры приводят к временному уходу моря почти из всей области Кавказа, так как верхнетюарские отложения залегают трансгрессивно всюду, за исключением, быть может, некоторых участков внутреннего Дагестана. Одновременно проявляются и глыбовые движения и слабые складкообразовательные процессы, порождающие угловые несогласия. Это — так называемая донецкая тектоническая фаза. В результате этих движений процессы эрозии в Западном и Центральном Кавказе удаляют значительные толщ отложений нижнего и среднего лейаса, а местами и более древних образований.

Новая трансгрессия охватывает Большой Кавказ в верхнетюарское время. Интересно отметить, что фации верхнелейасового моря близко

повторяют те, которые были указаны для нижнего и среднего лейаса, — это песчано-глинистые осадки с конкрециями и прослоями глинистого сидерита и редкими пластами криноидных известняков. Местами, особенно в базальных горизонтах тоарской свиты, проявляется угленосность (параличские бассейны). Как это уже было указано В. В. Белоусовым (80), рельеф дна нижне- и среднеюрского моря вообще отличался неустойчивостью. Мелкие, быстро сменяющиеся колебательные движения приводили к появлению и исчезновению островов, размытие которых содействовало перемешиванию и переносу материалов по направлению к главной оси прогиба Кавказской геосинклинали. Местами, однако, размыв достигал и доюрского субстрата, и песчаные осадки обогащались более крупной, преимущественно кварцевой галькой. С этими местными перерывами, повидимому, связаны указания на существование ааленской трансгрессии (Кубань). В Дагестане к нижнему аалену также приурочена угленосность.

В среднеюрское время (верхний аален, байос и бат) по существу продолжается осадконакопление в тех же условиях, что и в верхнелейасовую эпоху. Фации отложений те же. Поэтому мы рассматриваем здесь единую фазу осадконакопления — от тоара до бата включительно. Мощность этой серии по всему Кавказу значительна; наибольшей величины, до 10 000 м, она достигает в Южном Дагестане. К северу мощности уменьшаются, причем усиливается песчаность осадков. В Центральном Кавказе, в зоне Главного хребта, мощность рассматриваемой серии — 3500 м. В более северной зоне мощность уменьшается до 800—900 м, а в бассейне р. Малки местами падает до нуля, что уже является результатом предкелловейского размывания.

Проявления вулканической деятельности не являются характерными для верхнего лейаса и доггера Северного Кавказа, в протыветоложность Закавказью. Однако тонкие вулканические пеплы, несомненно, заносились и в бассейн Большого Кавказа: их реликты констатированы в верхнелейасовых отложениях бассейнов Безингиевского Черема, Терема и пр., но в связи с глубоким гальмиролизом большей частью ускользали от внимания исследователей. На южном склоне Кавказа, на большом протяжении от Туапсе до р. Мзымты среди тоарских отложений О. С. Яловым (262, 264), В. В. Белоусовым (87, 88, 89) и В. Н. Робинсоном (994, 997) констатированы эффузии и туфы кварцевых порфиров. По Л. А. Варданянцу, здесь поднималась целая цепь вулканов (199).

Что касается интрузий гранитоидов, которые можно было бы связать с адыгейской тектонической фазой и с временем верхнего лейаса и доггера, то здесь вопрос остается также не разрешенным, как и в случае магматических проявлений донецкой фазы.

Нижне- и среднеюрские моря Кавказа имели достаточно свободное сообщение с Тетисом и даже с эпиконтинентальными морями Западной Европы. Преобладание средних глубин моря способствовало распространению аммонитов и белемнитов, которые представлены теми же видами, что и в Средней Европе и в Англии. Новых форм почти не отмечается. То же относится и к немногочисленным тонкостенным пелециподам. Среди гастропод несколько больше новых форм.

### *Верхнеюрская эпоха*

В конце батского времени Кавказская геосинклиналь вступает в новый этап своего развития. Во время адыгейской (предкелловейской) фазы складкообразовательные процессы и продольные «взламывания

субстрата» (как выражается Л. А. Варданянц) охватывают всю зону Главного хребта, где местами формируется веерообразный антиклинорий из сжатых и опрокинутых к северу и к югу складок (Терек, Южный Дагестан). В других местах преобладают получают горстовые поднятия и чешуйчатые надвиги, отчетливо опрокинутые к югу в южной зоне и не всегда столь же отчетливо сдвинутые к северу в северной зоне. Во всяком случае, в северной зоне деформации нижне- и среднеюрских отложений были более слабыми, а трансгрессивная верхнеюрская серия не везде перекрывает их с отчетливыми угловыми несогласиями.

После адыгейской фазы распределение колебательных движений в области Кавказской геосинклинали приобретает более устойчивый и

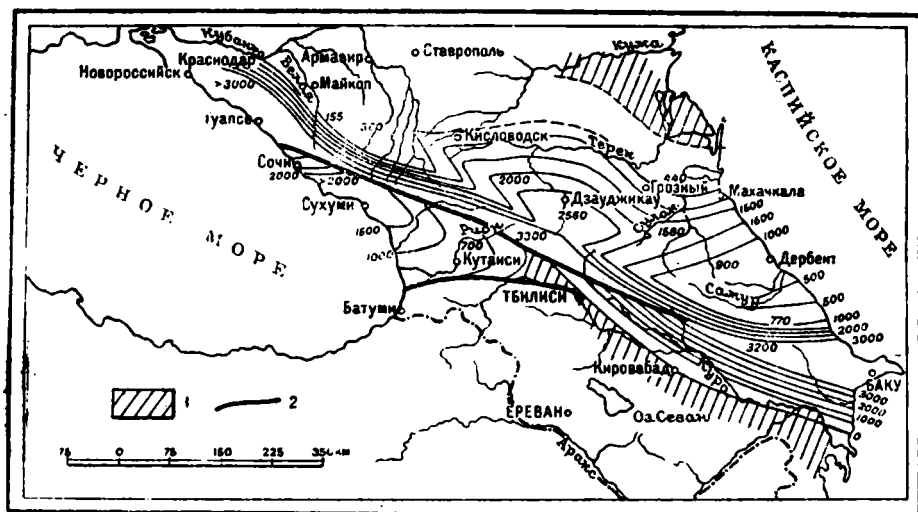


Рис. 35. Карта изолиний мощностей верхней юры и нижнего мела Большого Кавказа (по В. В. Белоусову).

1 — области вулканических мощностей; 2 — нормальные контакты мощностей (крупные надвиги). Изоляции — через 500 м.

более ориентированный характер — намечаются, как это было указано В. В. Белоусовым (80), геосинклинали и геоантиклинали второго порядка, устанавливаемые в основном по большим и малым мощностям накаплиющихся осадков (рис. 35). Однако еще перед началом верхнеюрской седиментации в приподнятых зонах эрозией были удалены в большей или меньшей степени отложившиеся ранее осадки.

Северокавказская геоантиклиналь больше всего была приподнята и расширена в районе Кисловодска, где предверхнеюрский размыв обнажил палеозой и докембрий. Однако уже на рр. Кубани и Баксане сохранился бат. В Северном Дагестане переход от средней юры к келловее согласный. Эта зона не испытала значительных поднятий точно так же, как и флишевая зона южного склона. Большой предкелловейский размыв отмечается на обеих оконечностях зоны Главного хребта, по рр. Белой и Самуру и при приближении к оси хребта, например у сел. Верхний Чегем.

За время верхнеюрской седиментации совершенно отчетливо выявились две зоны значительной аккумуляции осадков — две геосинклинали второго порядка — Главная, или флишевая, и Северокавказская (с мощ-

ностями порядка 1500 м). Главная геосинклиналь на значительной части своего протяжения располагается на южном склоне Большого Кавказа и только на участке между р. Мзымтой и Туапсе входит в пределы территории, описываемой в настоящем томе. Однако начиная с западных склонов горы Фишта, фация флиша и соответственно большие мощности характеризуют все выходы верхней юры в северо-западной части Кавказа. Флишевая геосинклиналь охватывала всю эту часть хребта. Северокавказская геосинклиналь испытала наибольшее погружение и соответственно дала наибольшую мощность осадков в районе г. Дзауджикау (Владикавказ). О мощностях верхней юры в зоне геантиклинали Главного хребта мы можем судить только в местах ее погружения — в бассейнах рр. Большой Лабы (200 м) и Чирах-чай (180 м).

Переходя теперь к рассмотрению фаций верхнеюрских отложений, отметим прежде всего преобладание во всех зонах карбонатных пород. Это, во всяком случае, указывает на широкое распространение трансгрессии. Морем очевидно была покрыта значительная часть той суши, которая давала терригенные материалы в предшествующие эпохи. Выступ этой суши оставался еще в районе Кисловодска, где наблюдается выклинивание всех горизонтов верхней юры. В Северокавказской геосинклинали базальные келловейские слои обогащены песчаным материалом и соединениями железа, которые местами скопляются в виде железистых оолитов. Здесь же развивается богатейшая и разнообразная фауна литогральной зоны. В оксфорде, лузитане и кимеридже мы имеем органогенные фации с пелециподами, гастроподами, брахиоподами, строматопорами и пр. Фации настоящих коралловых рифов не наблюдались, но свойственные теплым морям процессы вторичной доломитизации охватывают большие толщи известняков. Большим развитием пользуются также литографские известняки (воганиты), органогенная (бактериальная?) природа которых затушевана их очень тонкозернистым сложением.

Во флишевой зоне толща верхней юры образована бесконечным чередованием слоев песчаных и детритусовых известняков, мергелей и глин. Как это доказано исследованиями Н. Б. Вассозвича (1968), образование подобных осадков происходит в узкой прогибающейся зоне между двумя геантиклиналями в условиях частых мелких колебательных движений, в силу которых в зонах геантиклиналей непрерывно возникают и исчезают цепи (кордильеры) островов. Они и являются источником обломочных материалов. Зона Главного хребта, очевидно, служила таким барьером, отделявшим флишевую геосинклиналь от Северокавказской. Имеются также указания на существование южной геантиклинали.

В конце кимериджа и в начале титона описанный режим колебательных движений земной коры был нарушен более резко выраженными восходящими тенденциями во всех зонах. В Закавказье в это время происходили и пликвативные процессы, но на Северном Кавказе ясных угловых несогласий нигде не отмечается. Во время регрессии моря в наиболее приподнятых участках были размыты известняки кимериджа, а иногда и более древних отложений. Характерно образование мощных известняковых брекчий, которые формировались в условиях пролювиальных и делювиальных майгтий, частью даже на подводных склонах. Целиком дотитонская верхняя юра была смыта на участках Северокавказской геантиклинали — у Кисловодска и по р. Сулаку. Мощные брекчии накопились по склонам геантиклинали Главного хребта — в бассейне рр. Самура, Белой и далее по северной окраине Северо-Западного Кавказа.



Морской режим в титонское время установился не сразу. Широко развиты лагунные фации с гипсами, доломитами, каолиновыми и железистыми глинами. Их нет только на самом глубоком участке Северокавказской геосинклинали — по рр. Тереку и Ассе. Морские известняковые фации устанавливаются в конце титона, а местами даже только в валанжинский век.

Никаких вулканических проявлений за верхнеюрское время не известно.

Широкое распространение верхнеюрской трансгрессии, начиная с келловейского времени, обеспечило прямую связь Кавказского бассейна с морями Европейской части СССР и Западной Европы. Богатейшая фауна кавказского келловей имеет много общих форм с Русской провинцией и еще больше с польской и южногерманской фаунами. Лузитанская и кимериджская фауны более сходны с комплексом форм, характерных для бернской юры Предальпийской области, но на Кавказе также много своеобразных видов, особенно среди гастропод. Наконец, можно отметить, что аммонитовая фауна оксфорда и кимериджа Центрального Дагестана имеет много общих видов с фауной верхней юры Сицилии.

## Меловой период

### Нижний мел

В центральной части Северокавказской геосинклинали верхний титон и нижний валанжин выражены сходными морскими известняково-мергельными фациями, и граница между юрской и меловой системами устанавливается только на основании фауны. В Западном и Восточном Кавказе известняки с морской фауной валанжина покрывают лагунные гипсоносные отложения, относимые к титону, или (западнее р. Пшиша в Кубанском крае) — известняковые брекчии, условно присоединяемые то к титону, то к валанжину.

В течение нижнемеловой эпохи основными областями накопления мощных осадков остаются Главная (флишевая) и Северокавказская геосинклинали. Однако скорости и амплитуды их опускания становятся резко различными — в Северокавказской геосинклинали за все нижнемеловое время накопилось осадков максимум 1300 м, тогда как в Главной геосинклинали за это же время мощность флишевых отложений местами достигла 4500 м. Так как, кроме валанжина, во всех ярусах нижнего мела преобладают терригенные песчано-глинистые осадки, то необходимо заключить, что в геоантиклинальных зонах поднятия были также очень интенсивными. В те моменты, когда в зоне Главного хребта возникали кордильеры островов, они питали флишевую геосинклиналь главным образом тонкозернистыми песчано-глинистыми материалами за счет размывания юрских сланцев, песчаников и известняков. Более грубый материал за счет размывания древнего субстрата спорадически появляется только в субфлишевых отложениях северо-западной оконечности Кавказа (фанарский и куринский конгломераты в барреме).

Северокавказская геосинклиналь питалась терригенными материалами главным образом с севера, из предкавказской геоантиклинали, где широко размывались породы субстрата вплоть до докембрия. Это станет понятным, если вспомним, что гипотетический рэт-лейасовый покров терригенных осадков уже должен был быть удален отсюда в нижне- и среднеюрское время.

Геоантиклиналь Главного хребта не следует себе представлять как сушу, непрерывно существовавшую в нижнемеловое время. Здесь также шло накопление осадков, но более медленное, с перерывами. Мощность нижнего мела в бассейнах рр. Самура и Большой Лабы снижается до 300 м. а по р. Ходзи даже до 63 м.

Песчано-глинистые фации нижнемеловых отложений Большого Кавказа отличаются от ниже- и среднеюрских своей карбонатностью — это мергелистые песчаники и мергелистые глины. Карбонаты, даже распыленные, повидимому органогенного происхождения. Известковые остатки фауны широко распространены. Часто встречаются прослой ракушников. Более чисто органогенная фация известняков, кроме валанжина, развита главным образом еще в готериве и барреме Дагестана. Грубость зерна песчаников возрастает от нижнего готерива до верхнего баррема, что, очевидно, связано с миграцией северной береговой линии Кавказского бассейна. В районах Кисловодска и Нальчика в грубых барремских песчаниках отмечаются даже скопления битой ракуши и косяя слоистость, характерные для береговых валов. В аптское и альбское время грубость зерна осадков заметно падает, что связано с широким распространением морской трансгрессии на север. Глауконит является обычным аутигенным минералом в осадках всех ярусов. Фосфоритовые почки, не образующие промышленных скоплений, отмечают, повидимому, моменты и места прохождения течений.

Осадки Главной геосинклинали представлены так называемым «терригенным флишем», в котором ритмичность чередования пород отчетливо не выражена. По классификации Н. Б. Вассоевича, это скорее осадки «флишоидные». В «наборе» пород фигурируют, главным образом, песчаники и глины более или менее известковистые, а также прослой и конкреции сидерита. Все же палеогеографическая обстановка и колебательные движения в зоне Главной геосинклинали в нижнемеловое время были близки к тем, которые обусловили накопление карбонатных флишевых осадков верхней юры и верхнего мела.

Богатейшая фауна, населявшая нижнемеловое море Северного Кавказа, указывает на существование свободной связи этого бассейна с морями Западной Европы. Для тех классов животного царства, которые свободно плавают или мигрируют в личиночной стадии, сходство форм бывает поразительным. При этом готеривская и барремская фауна Северокавказского бассейна особенно сходна с населением Парижского бассейна и юга Англии. Это заставляет предполагать существование продолжения Северокавказской депрессии, выполненной соответствующими морскими осадками, под Кубанской равниной, Азовским морем, Сивашом, Новороссией и Карпатской дугой и осуществление таким путем непосредственной связи с морями Средней Европы. Лежавший южнее морской бассейн Главной геосинклинали был населен так же, как и неоконский бассейн Крыма, — фауной более южного типа, имевшей связь с населением Средиземноморских и Альпийских морей. Наконец, в обход Предкавказской суши в Северокавказский бассейн проникали представители Бореальной и Среднерусской провинций — аупеллы, симбирскиты, полиптихиты и пр. В аптское и альбское время все эти связи и миграции фаун еще облегчаются, и пышный расцвет некоторых групп моллюсков в Кавказско-Мангышлакском бассейне ведет к расселению множества возникших здесь новых видов далеко на запад, вплоть до Юго-Восточной Франции.

В течение нижнемеловой эпохи в пределах Большого Кавказа не было

отмечено резких проявлений диастрофизма в виде складкообразования или разломов. Не отмечено также никаких проявлений вулканизма. Впрочем, на южном склоне Кавказа, в зоне абхазских фаций, на небольшом протяжении (Сочи, Мацеста, Мзымта) отмечено залегание сеномана с угловым несогласием на разных горизонтах нижнего мела и даже юры.

### Верхний мел

Подобно верхней юре, верхнемеловая эпоха характеризуется развитием карбонатных осадков во всех зонах и, стало быть, перекрытием морской трансгрессией тех областей размывания, которые питали терригенными материалами нижнемеловые геосинклинали Кавказа. Несмотря на такое, казалось бы, однообразие морского режима, мощности накопившихся за верхнемеловое время карбонатных осадков в разных зонах Кавказа оказываются резко различными. Осадки Главной геосинклинали с отчетливо выраженным флишевым характером достигают мощности в 2000—3000 м. В Северокавказской геосинклинали средние мощности составляют 350—450 м. Однако в ее пределах намечается еще осевая депрессия по линии р. Рубас-чай — Центральный Дагестан — р. Хулхулау и, возможно, до горы Бештау, где мощности доходят до 1300 м. В зоне геоантиклинали Главного хребта мощности резко сокращаются — на востоке (по р. Цмур-чай), до 90 м, на западе (по р. Курджипсу) до 47 м.

Преобладающие осадки верхнемелового моря в Северокавказской геосинклинали — это белые тонкозернистые известняки и светлые сероватые мергели; реже встречаются мелоподобные породы. Это — фации карбонатных илов открытого моря, возможно, довольно значительной глубины. Песчаный материал примешивается в значительном количестве только в сеноманской свите. Интересно также отметить поступление песчаных материалов с юга из зоны геоантиклинали Главного хребта в маастрихтских отложениях Центрального Дагестана (сел. Цудахар). Песчанистые известняки характерны также для маастрихтских отложений геоантиклинальной зоны в Юго-Восточном Дагестане (р. Цмур-чай).

Осадки Главной геосинклинали представлены типичными флишевыми фациями. Мы имеем здесь ритмичное чередование песчаных, иногда детритусовых известняков, мергелей (цементных) и известковых глин (трескунов). Исследования Н. Б. Вассоевича в Новороссийском районе показали, что каждый такой пласт тянется на десятки километров и обусловлен положением береговой линии на островах, сопровождающих депрессию в виде кордильер. Во время фаз, соответствующих следующим слоям, эта береговая линия смещается или острова даже вовсе исчезают. Эти колебательные движения обуславливают бесконечное повторение сходных ритмов осадкообразования.

Подобные же мелкие колебательные движения земной коры имели место и в Северокавказской геосинклинали, но они не были столь правильно ритмичны, и, вероятно, рельеф морского дна не был достаточно благоприятен для развития типичного флиша. Все же этими колебаниями можно объяснить резко выраженную слоистость верхнемеловых отложений и в некоторых свитах правильное чередование известняковых и мергельных слоев. Особенно близки к флишу верхнемеловые отложения бассейна р. Хулхулау в Черных горах.

Более крупные колебательные движения земной коры повели к кратковременной, но резкой морской регрессии в конце сеномана и начале турона. В сущности регрессия началась даже раньше. Верхнеальбские черные глины с аммонитами и белемнитами отлагались в условиях

глубокого моря. В сеноманское время выступы геосинклиналей сузили геосинклинальные бассейны и дали материал для образования в них песчаных осадков. В конце сеномана море покидает и эти бассейны. Процессы эрозии почти не развиваются на освободившемся от воды плоском морском дне. Верхнетуронская трансгрессия вновь быстро заливаает морем всю область Кавказа, причем красная окраска нижних слоев известняков свидетельствует об участии продуктов субаэрального выветривания в их образовании.

На участках, прилегающих к геосинклиналям, сеноман нередко отсутствует. Здесь можно не упоминать о тех перерывах в осадкообразовании, которые имели место в самих геосинклинальных зонах. Отметим еще регрессию в предмаастрихтское время, которая сказалась и на некоторых участках Северокавказской геосинклинали, например в окрестностях Ессентуков. По наблюдениям Г. П. Леонова и М. Москвина (1940 г.) здесь даже намечается поперечное воздымание оси Северокавказской геосинклинали с уменьшением общей мощности отложений верхнего мела с 450 до 250 м. О кратковременном перерыве между маастрихтским и датским ярусами, согласно Д. В. Дробышеву, свидетельствует слой конгломерата, разделяющий эти два яруса на северном склоне хребта Салатау. Отголоском этих восходящих движений, происходивших в геосинклиналях, служит широко распространенная красная окраска датских отложений.

Как проявления вулканизма, можно отметить только туфогенные породы в сеномане Черноморского побережья.

Фауна, населявшая верхнемеловые моря Кавказа, не отличалась разнообразием. Породообразующими организмами являются фораминиферы, причем крупных многокамерных форм (например, орбитоидов), свойственных теплым морям, здесь не было. Исключение составляют находки *Lepidorbitoides* в зоне максимального прогиба геосинклинали в Черных горах, куда они, вероятно, были занесены течениями с юга. Большое количество иноцерамов и морских ежей, при ограниченном распространении других пелеципод, аммонитов и брахиопод и при почти полном отсутствии белемнитов и гастропод, накладывает особый отпечаток на фауну Северокавказских верхнемеловых морей. Открытое морское пространство допускало свободное общение со Средней Европой только для некоторых групп организмов. Литторальная фауна сюда не проникала. Не вполне еще ясно, что препятствовало расселению белемнитов в Северокавказских морях. Вряд ли это были температурные условия, так как и в Закавказском и в Среднерусском море белемнителлы встречаются часто.

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА

### Третичный период

Переход от меловой системы к третичной в большей части Кавказа сопровождается лишь кратковременным перерывом, и условия осадконакопления остаются прежними — преобладает карбонатный характер осадков. Однако устойчивость фаций нарушается, и примесь терригенных материалов начинает играть все большую и большую роль.

### Палеоценовая и эоценовая эпохи

Как и в верхнемеловую эпоху, наиболее мощное накопление осадков в палеоценовое и в эоценовое время происходит в Главной геосинкли-

нали (в Анапском районе до 1700 м), меньшие мощности отмечаются для Северокавказской геосинклинали (по р. Кубани до 700 м, у г. Нальчик 370 м, а в Черных горах даже только 120 м). Геоантиклинальные воны характеризуются выпадением из разреза некоторых свит и значительным уменьшением мощности (на р. Белой до 52 м, на рр. Рубас-чай и Самуре — до нуля).

Преобладающая фация в нижнем палеогене — серые и зеленоватые мергели. Очень постоянным является кумский горизонт в верхнем эоцене, представленный битуминозными мергельными сланцами с рыбными остатками (*Lyrolepis*). Кремнистость пород более свойственна палеоцену. Здесь встречаются опоки (с кремнеземом органогенного происхождения) и флоридиновые глины (Нальчик), происшедшие путем гальмиролиза вулканических пеплов. Вкрапленность пирита в некоторых слоях говорит о развитии в бассейне сероводородного заражения.

Примесь песчаного материала более обычна в свитах палеоцена и в местах особенно мощного накопления осадков (Северо-Западный Кавказ и Кубань), что, повидимому, связано с большой амплитудой колебательных движений по границе между большими геосинклинальными прогибами и геоантиклиналями. Вдоль Северо-Западного Кавказа, от р. Курджипса до Анапы, наблюдается трансгрессивное залегание горизонтов Цице, Горячего Ключа, абазинского и хадыжинского, что отмечается появлением горизонтов конгломератов. Особенно характерен «горизонт с включениями» под абазинской свитой. Здесь встречаются глыбы верхнемеловых известняков до 2 м в диаметре.

В палеоценовых свитах (Цице, Горячего Ключа и абазинской) в Северо-Западном Кавказе отложения получают характер ритмичного, флишевого чередования глинистых, песчаных и мергельных слоев, что связано с мелкими колебательными движениями геоантиклиналей, которые сопровождали Главную геосинклиналь и в которых периодически возникали кордильеры островов.

В Северокавказской геосинклинали перерыв в осадконакоплении намечается только местами в начале палеоцена. Эльбурганский горизонт по Кубани и в Минераловодском районе налегает на маастрихт иногда с базальным конгломератом. На пространстве между рр. Малкой и Ардонном перерыва в осадконакоплении не было. В Черных горах и в Дагестане признаки перерыва почти всюду встречаются, даже в случае сохранения от размыва датских отложений. Соответственно, видимо, выпадают из разреза нижние слои палеоцена.

Кроме планктонных фораминифер, которые в массовых количествах населяли палеоценовое и эоценовое моря Кавказа, остальная фауна — наутилиды, гастроподы, пелециподы и представители других классов — встречается редко. Все же в настоящее время представляется возможным отнести эльбурганский горизонт к низам палеоцена, выделить нижний, средний и верхний эоцен, а самый верхний горизонт мергелей — зону с *Variamusium fallax* К о г. — отнести к верхам эоцена, либо считать уже основанием олигоцена. Общий характер этой фауны средневропейский.

В мелководных участках, примыкавших к срединной геоантиклинали (бассейны рр. Большой Лабы и Рубас-чай), встречены нуммулиты, которые были более обычны в палеогеновых морях Закавказья. Ихтиофауна слоев с *Lyrolepis* весьма своеобразна и была распространена одновременно на Северном Кавказе, в Закавказье, на Мангышлаке и в Крыму.

Вулканические пеплы среди осадков палеоцена отмечены, кроме окрестностей г. Нальчика, в Хадыжинском и Мацестинском районах.

Они, по всей вероятности, были занесены сюда ветрами при извержениях закавказских вулканов.

### *Олигоценовая и нижнемиоценовая эпохи*

Как уже упоминалось выше, самые низы олигоцена представлены еще мергелями. Затем принос терригенных материалов начинает усиливаться, отлагаются известковистые глины хадумского горизонта, и, наконец, во всем бассейне надолго устанавливается накопление бескарбонатных глинистых и песчаных осадков майкопской свиты, отложение которой соответствовало среднему и верхнему олигоцену, нижнему миоцену и, быть может, низам среднего (аквитанскому, бурдигальскому и, вероятно, гельветскому векам).

Областями наибольшего накопления осадков в майкопское время все еще служила Главная геосинклиналь и некоторые участки Северокавказской геосинклинали. Мощности, превышающие 1000 м, отмечаются для майкопа в Северо-Западном Кавказе и в Бакинском районе на южном склоне, где можно констатировать и некоторое смещение к югу осевой части этой геосинклинали. Подобно этому и Северокавказская геосинклиналь обнаруживает смещение к северу, так как большие мощности майкопа отмечаются и на Кубани, и в Ставрополье (до 700 м), и в Передовых хребтах (свыше 1000 м). Однако в промежутке между этими районами погружение геосинклинали было значительно меньшим (Урух 480 м, Нальчик 270 м). Геосинклиналь начинает распадаться на две впадины.

Геосинклинали зона между Главной и Северокавказской геосинклиналами продолжала еще проявлять себя меньшими мощностями майкопских отложений лишь на юго-востоке (Рубас-чай — Самур около 100 м). На северо-западе, между рр. Белой и Лабой, мощности майкопа средние (340—380 м). Частично Главная геосинклиналь здесь даже расширяется (Нефтяно-Ширванский район, мощность свыше 1000 м).

Во всяком случае, если в майкопское время в зоне срединной геосинклинали в известные моменты и возникали острова, то сносившиеся с них продукты размывания не могли дать тех мощных и однообразных песчано-глинистых осадков, которые широко распространялись в морских бассейнах Предкавказья и Закавказья. Для Северного Кавказа источником этих терригенных материалов должна была служить та обширная суша, которая к этому времени воздымалась в Донбассе и на восточном его продолжении. Здесь размыву подвергались прежде всего мощные осадочные толщи мезозоя и палеозоя. Палеогеографическая обстановка очень близко напоминала ту, которая была нами намечена для нижне- и среднеюрского времени. По мнению В. В. Белоусова (80), широкому разному песчано-глинистых материалов способствовали мелкие колебательные движения при неустойчивости рельефа морского дна.

Остатки фауны крайне редки в майкопских отложениях. Это, видимо, связано с некоторым опреснением Майкопского бассейна и с сероводородным заражением придонных слоев воды, мешавшим развитию бентонной фауны. Из планктона широко распространены только остатки рыб. Море, конечно, не было безжизненным, но процессы растворения карбонатов уничтожали остатки организмов. Возможно допустить широкое развитие водорослей. Скопления органического вещества во многих местах привели к образованию залежей нефти. С жизнедеятельностью

бактерий приходится, повидимому, связывать образование конкреций сидеритов и тонких пластов марганцевых руд (станции Губская, Хамкетинская, Новосвободная).

### *Средне- и верхнемиоценовая эпохи*

В конце нижнего миоцена или в самом начале среднего (гельветский век) характер движений земной коры в области Кавказа претерпевает существенные изменения. Внешние очертания морского бассейна и даже общий характер песчано-глинистых осадков на первый взгляд изменяются мало, только на месте современной горной части Большого Кавказа появляется большой остров, вероятно еще не высоко поднимавшийся над уровнем моря. Однако, как увидим далее, этот остров оказывается очень устойчивым и больше не покрывается морем. Наоборот, он постепенно поднимается все выше и выше, превращаясь в горную страну. Совершенно исчезает Главная кавказская геосинклиналь, Северокавказская геосинклиналь подразделяется поперечным воздыманием на меридиане Кисловодска на две впадины с более мощным накоплением осадков в течение всего миоцена.

Западная — Кубанская — впадина сливается с Азовским морем, а восточная — Терская — со средней частью Каспийского моря. Подобно этому к югу от Кавказа продолжает развиваться Черноморско-Абхазская геосинклиналь, а на юго-востоке — Куриинско-Каспийская. Наибольшее накопление осадков, более 4500 м, отмечается на продолжении Терской впадины. Две южные впадины разделяются Дзиркульским поперечным поднятием. Северное — Кисловодское — и южное — Дзиркульское — поднятия в течение миоцена, причленяясь к Кавказскому острову, неуклонно разрастались в длину и в ширину. Таким образом, кроме главной оси поднятия Большого Кавказа, возникла пересекающая ее под углом поперечная ось поднятия, постепенно превратившая Кавказ в перешеек между Азовско-Черноморским и Каспийским бассейнами.

Фауны среднего и верхнего миоцена в Северокавказском морском бассейне были очень разнообразны — пески, глины, мергели, детритусовые известняки, конгломераты, битуминозные породы, отложения большей частью мелководные, реже относительно глубоководные (криптомактровые глины). В зоне, примыкавшей к Кавказскому острову, песчаные и особенно более грубые, галечные материалы явно представлены продуктами размывания пород Кавказа. Более северные участки бассейна продолжают питаться терригенными материалами с северной суши. Иногда, впрочем, необходимо допустить принос песчаных материалов с севера даже во впадину Северокавказской геосинклинали. Так, в верхнечокракских песках Северного Дагестана изобилуют дистен и ставролит, чуждые тем мезозойским толщам, которыми сложен Центральный Дагестан.

Соленость вод миоценового бассейна подвергалась большим колебаниям. Движения земной коры в западной части Черного моря то открывали сообщение с океаном, и тогда вместе с солеными водами в бассейн проникала стеногалинная фауна, то затрудняли или вовсе прерывали это сообщение; при этом бассейн опреснялся, уровень его повышался, происходила трансгрессия, а фауна беднела или получала своеобразный облик (например, в сарматский век). Вторжения соленых вод намечаются в тарханский, конкский и среднеэотический века.

На периферии кавказской суши трансгрессии и регрессии в разные моменты средне- и верхнемиоценового времени происходили не только

при изменениях уровня вод во всем бассейне, но и вследствие местных колебательных движений земной коры. Чаще всего отмечаются несогласные трансгрессивные залегания чокрака, верхнего сармата и мэотиса. Перед мэотисом на значительных участках периферии Кавказской суши проявляются и пликвативные процессы. Мэотис, нередко в грубообломочной континентальной фации, ложится с угловым несогласием на более древние отложения. Резко усиливаются процессы размывания Кавказа, превращающегося к концу миоцена в горную страну.

Характер фауны, населявшей Понто-Каспийский бассейн в миоценовое время, резко отличает ее от океанической. Даже в моменты проникновения соленых морских вод это море оставалось внутренним полузамкнутым бассейном, где обитали, главным образом, мелководные гастроподы и пеллециподы. Не было ни кораллов, ни морских ежей, даже брахиоподы и мшанки встречались весьма редко. Из планктона фораминиферы и итероподы (например, *Spiralis*) то появлялись с солеными водами, то исчезали в фазы опреснения. Связь Понто-Каспийского бассейна с Венским устанавливалась только в некоторые моменты, и поэтому история их развития шла хотя и параллельно, но независимо.

Об органическом мире, развивавшемся на Кавказском острове, мы знаем пока очень мало, так как энергичная денудация уничтожила почти все отложения, заключавшие следы этой жизни. Редкие остатки наземных растений говорят о теплом, субтропическом климате. Через периодически возникавший Дзиркульский перешеек на Кавказ проникают мастодонты, носороги и другие позвоночные.

Вулканических проявлений в эффузивной форме для миоценового времени на Северном Кавказе пока не известно. Однако с предчокрацкими и особенно с предмэотическими фазами складкообразования имеются основания связывать внедрение многих кислых и основных интрузий в Главном хребте. Об их молодости можно судить не только по их свежести, но и по тому, что некоторые из них (например, дайки диабазовых пород) пересекают тектонические структуры, возникшие не ранее предкелловейской тектонической фазы. С другой стороны, они несут следы механических воздействий во время последних, плиоценовых тектонических фаз.

Пнеуматолитические и гидротермальные процессы, связанные с миоценовыми неинтрузиями, имеют огромное значение в металлогении Кавказа. Ими обусловлено большое число полиметаллических и редкометалльных месторождений.

### ПЛИОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ

Области аккумуляции на периферии Большого Кавказа в начале плиоценового времени остаются теми же, что и в конце миоцена. У северного подножья Кавказа располагаются Кубанская впадина с наибольшей мощностью плиоцена в 450 м, Терская впадина — до 1700 м и Каспийское побережье Дагестана — до 2900 м. С юга к горной системе Большого Кавказа примыкает Куринская впадина с накоплением плиоценовых отложений до 3000 м и Сухумско-Рионская впадина — до 800 м. И по размерам и по глубине прогиба восточные (прикаспийские) впадины значительно превышают западные (азовско-черноморские). Кубанская впадина к концу плиоцена сильно сокращается и аккумулирует очень мало осадков. То же происходит и с Сухумско-Рионской впадиной — прогиб и аккумуляция к концу плиоцена происходят лишь внутри



современных контуров Черного моря. Восточные прогибы являются более устойчивыми, по крайней мере для основных этапов седиментации — трансгрессий понта, акчагыла и апшерона, когда контуры соответствующих бассейнов сильно отличались от очертаний современного Каспийского моря. И вместе с тем, начиная с акчагыла, на востоке вырисовывается Сольшой меридионально вытянутый бассейн с наибольшими прогибами и накоплением осадков вдоль берегов гористой кавказской суши.

Доступные наблюдения осадки этих бассейнов весьма разнообразны — мелководные детритусовые известняки и пески, более глубоководные глинистые отложения (например, валенциеннезиевые глины), чередование глин, песков и мергелей, железистые песчаники, и оолитовые руды (киммерийский ярус), прибрежно-морские конгломераты и континентальные (аллювиальные) конгломераты и суглинки (Терская депрессия). Местами значительную роль в осадках играли вулканические пеплы и туфы (Терская депрессия, Дагестан).

Кавказское происхождение терригенных компонентов этих осадков стоит вне сомнения. Накопление огромных толщ грубых галечных конгломератов в Терской и Куринской депрессиях прямо говорит о высоком подъеме разделявшей их сравнительно узкой горной полосы. Кроме горной цепи Кавказа и Кисловодско-Ставропольского выступа, к этим областям размыва добавляется еще Дагестанский выступ, который в районе г. Махачкала уходил в Каспийское море. Между упомянутыми крупными трансгрессиями уровень моря сильно понижался, и суша распространилась почти на все Предкавказье.

Плиоценовые бассейны имели характер замкнутых морей, временами со значительным опреснением. Населявшая их фауна моллюсков, в разные моменты включала припелльцев то из такого же замкнутого Панонского бассейна (понт), то из южных морей (акчагыл), но, во всяком случае, претерпевала сильные изменения под влиянием своеобразных условий бассейна в разные этапы его жизни (гигантизм у киммерийских моллюсков). Мигрировавшие из Черноморского бассейна группы моллюсков сильно изменяются в более соленом Акчагыльском бассейне и в более пресном Апшеронском.

Климатические условия в течение плиоценового времени подвергались сильным колебаниям. Понтический век характеризуется значительным похолоданием (признаки зимнего замерзания северных участков моря). В киммерийский век климат приобретает характер субтропического (латеритное выветривание, образование краснозёмов, железных руд, теплолюбивая флора в продуктивной свите). Постепенно климат становится более умеренным, а к концу апшеронского века похолодание было настолько сильным, что в Центральном Кавказе развивается мощный ледниковый покров (морены у г. Дзауджикау и в Кабардинском хребте).

В течение плиоцена сильнейшие складкообразовательные процессы проявлялись перед понтом, перед акчагылом, перед апшероном и после него. Эти тектонические движения не ограничивались только горной областью Кавказа, но все шире и шире охватывали отлагавшиеся на периферии осадки, создавая в них угловые несогласия. В эти фазы была сформирована послеверхнеюрская складчатая структура Кавказа с надрывами и опрокидыванием складок и чешуй с севера на юг. По мнению Л. А. Варданянца, в зоне Главного хребта, консолидированного еще во время юрских фаз, в третичные фазы происходили главным образом радиальные перемещения глыб по продольным разломам.

Вулканические силы в течение плиоцена дали также чрезвычайно эффектные проявления. В акчагыльское и, главным образом, в апшеронское время были выброшены колоссальные количества вулканических леплов, широко распространившихся в местах аккумуляции осадков. Нальчикский и Чегемский центры извержений дают накопления вулканических продуктов в сотни кубических километров. Вулканические аппараты в Главном хребте быстро уничтожались водной эрозией, но продукты их разрушения в виде галек андезитов и базальтов были перетолжены в мощных конгломератах акчагыла и апшерона на предгорных равнинах. В Главном хребте от этих фаз вулканизма остались дайки и гипабиссальные интрузии андезитов и дацитов, а в Минераловодском районе — группа лакколлитов из щелочных трахилипаритов. Возможно, что к глубинной фации этой магматической фазы относятся и некоторые гранитные интрузии «теплинского» типа.

### Четвертичный период

В четвертичном периоде области морской аккумуляции осадков все больше удаляются от горного поднятия Кавказа, уходя в пределы современных морей, где они остаются недоступными для наших наблюдений. Зато для дешифровки четвертичной геологической истории Кавказа мы можем шире использовать различные континентальные отложения, так как эрозия все же еще не успела их нацело уничтожить даже в горных областях. Наконец, источником наших знаний может послужить изучение геоморфологии страны.

### Плейстоценовая эпоха

За четвертичный период наибольшее опускание имело место в нижнем течении р. Терека, где основание древнекаспийских (быкинских) морских отложений залегает на 280 м ниже уровня современного Каспия. С меньшими мощностями эти отложения распространяются широкой полосой вдоль Каспийского побережья к низовьям р. Куры и узкой лентой вытягиваются по долине р. Маныча. Западная часть депрессии Терека выполнена мощными древнеречными отложениями. Подобно этому в депрессии Кубани подошва четвертичных аллювиальных отложений уходит значительно ниже уровня Азовского моря.

Сохранение отложений выше уровня моря зависит от распределения и степени интенсивности действовавших эрозионных процессов. Последние же определяются колебательными движениями земной коры. В четвертичном периоде в области Кавказа, за исключением указанных депрессий, преобладали восходящие движения. Они выражались общим своеобразным поднятием Кавказа. Этот процесс однако не шел равномерно и непрерывно. В течение плейстоценовой эпохи намечается три главные остановки этих восходящих движений, возможно даже сопровождавшиеся местными опусканиями. В эти отрезки времени накопление аллювия не ограничивается депрессиями и предгорьями различными, но распространяется и на нижние части горных долин. В эпохи восходящих движений усиливается эрозия, долины углубляются, а отложившийся раньше аллювий остается на склонах в виде высоких террас.

В большинстве долин Кавказа можно отличить три серии террасовых отложений, отделенные друг от друга глубокой эрозией. Но и в эпохи накопления аллювия происходили мелкие колебательные движения, и в результате в каждой серии различается по несколько террас. Повиди-

тому, в разных частях Кавказа эти мелкие колебания проявлялись не в одинаковом числе и не были вполне синхронными.

Параллельно с этими этапами развития рельефа Большого Кавказа, но, повидимому, независимо от них, шли и изменения климата, имевшие также колебательный характер. После холодного века верхнего апшерона (оледенение гюнц?) в нижнебакинский век наступило значительное потепление — межледниковая эпоха (G—M). Затем установлены еще три холодные ледниковые эпохи — миндель (M), рисс (R) и вюрм (W) и разделяющие их теплые межледниковые эпохи M—R и R—W. Последнее вюрмское время составляет уже голоцен или современную эпоху.

Вопрос о том, как сочетаются эти холодные и теплые эпохи с эпохами усиления и ослабления эрозионных процессов в горах, остается еще не разрешенным окончательно. Границы этапов в этих двух параллельных колонках не совпадают. В конце каждой межледниковой эпохи отмечаются следы сильной эрозии, что говорит о поднятиях горной области. Это поднятие завершается сильным развитием ледников. Стадии отступления ледников и начало новой межледниковой эпохи знаменуются накоплением моренных и флювиогляциальных отложений в горах при ослаблении или остановке восходящих движений.

Последняя фаза ледниковой и водной эрозии в горной области почти нацело уничтожила следы предшествующих ледниковых и межледниковых эпох. Местами о них говорит только многоярусность рельефа. По положению днищ древних долин можно заключить, что подъем горной области за плейстоценовое время доходит до 1200 м. На равнине, кроме отложения покровных и террасовых галечников и песков, за плейстоценовое время на больших площадях сформировался покров суглинков. Горизонты погребенных почв в этой толще свидетельствуют о межледниковых теплых эпохах.

Складкообразовательные процессы в плейстоценовое время проявлялись слабо. Наблюдаются складки в древнекаспийских отложениях и антиклинальные изогнутости четвертичных отложений в Передовых хребтах. Повторные движения по некоторым разломам вызывают смещения уровней террас и т. п.

Вулканическая деятельность проявилась образованием мощных конусов накопления Эльбруса, Казбека и некоторых других центров, излиянием лав и выбросами вулканических пеплов.

### Современная эпоха

Современную эпоху характеризует постепенное потепление климата после вюрмской ледниковой эпохи и накопление аллювия в речных долинах, прерываемое слабыми восходящими движениями. Остановки отступающих ледников и колебательные движения обусловили возникновение целой серии речных террас, обычно считающихся стадиальными.

Морские бассейны Черного, Азовского и Каспийского морей, постепенно сокращаясь, принимают современные очертания, и только в начале эпохи, вследствие опусканий в области Маныча, воды Черного моря не надолго проникают в Каспий, что отражается заселением последнего *Cardium edule*.

Расширение пойм горных рек, рост конусов выносов, оспей и делювия в горах — все это свидетельствует о замедлении восходящих движений.

К поствулканическим процессам можно отнести выходы многих горячих минеральных вод, богатых углекислотой и сероводородом.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги сделанному обзору истории геологического развития Северного Кавказа, отметим, что на первый план выдвигаются колебательные движения земной коры. Ими определяются или на них накладываются проявления всех других геологических факторов. Даже самые эффектные проявления диастрофизма и вулканизма подчиняются общему плану архитектоники, создаваемой колебательными движениями. Этот план для Большого Кавказа обнаруживает на протяжении всей геологической истории от докембрия до наших дней поразительную выдержанность и единство. Все возникавшие и исчезающие крупные структуры — геосинклинали и геоантиклинали — были вытянуты линейно (на протяжении более 1000 км) и неизменно в «кавказском» направлении. Гораздо менее резко проявлялись поперечные воздымания и погружения этих основных структур. Они создавали наиболее глубокие прогибы в геосинклиналях и высокоприподнятые узлы в геоантиклиналях.

Инверсия геотектонического режима, отчетливо выявленная В. В. Белоусовым для миоцена, имела место в истории Кавказа не один раз. Мы можем даже говорить о цикличности в развитии этого режима. Периоды, когда область Большого Кавказа в силу геосинклинального прогиба аккумуляровала продукты денудации лежавших севернее и южнее геоантиклинальных зон первого порядка, сменялись периодами, когда область Большого Кавказа превращалась в геоантиклиналь и в силу высокого подъема посылала продукты своего размыва в геосинклинальные депрессии, возникавшие к северу и к югу от нее. Эти моменты инверсии намечаются на грани докембрия и палеозоя, между нижним и средним карбоном, между триасом и юрой и между олигоценом и миоценом.

Если просуммировать приведенные выше цифры максимальных мощностей осадков в геосинклиналях Большого Кавказа с начала палеозоя и до четвертичного времени, то мы получим такую таблицу:

Нижний палеозой . . . . .	3 000 м
Готландий . . . . .	1 400 "
Девон . . . . .	3 000 "
Карбон . . . . .	5 500 "
Пермь . . . . .	3 300 "
Триас . . . . .	1 500 "
Юра . . . . .	14 500 "
Мел . . . . .	7 500 "
Третичная система . . . . .	10 200 "
Четвертичная система . . . . .	300 "
<hr/>	
Сумма . . . . .	50 000 м

К этому можно еще добавить мощность докембрия, которая была не меньше 10 000 м. Конечно, ни в одной точке Кавказа фактически не было накоплено 60 км осадков. Именно указанная выше цикличность геотектонического режима обусловила многократное чередование процессов отложения и размывания. Одни и те же обломочные материалы перетлагались несколько раз. Можно даже предположить, что ни в одной точке Кавказа суммарная мощность всех осадочных отложений не выйдет из пределов 15—20 км. И все-таки эти цифры говорят нам, что при всех инверсиях геотектонического режима в области Большого Кавказа преобладали нисходящие движения, что и определяет эту область, как геосинклиналь.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ •

1. *Абиш Г.* Исследование настоящих и древних ледников Кавказа. Сборн. сведений о Кавказе, т. I, стр. 85—126, 1971.
2. *Абиш Г.* Объяснение геологического разреза северной покатости Кавказского края от Эльбруса до Бештау (ЮЮЗ—ССВ). Кавказск. календарь на 1853 г., стр. 440—471, 1 табл., Тифлис, 1852.
3. *Абуев Д. В.* Тукиркильско-Джиг-Борчинская партия. Предварительные данные раведочных работ за 1933 г. Геология на фронте индустр., №1—8, стр. 30—87, 4 рис., 1934.
4. *Абуев Д. В.* Шлиховая изученность главных рек Северного Кавказа, Сов. геол., т. 9, № 1, стр. 32—88, 1959.
5. *Амлин Г. П.* Краткий геологический очерк центральной части Большого Карачая. Предв. отчет о работах 1927 г. на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 4, стр. 15—39, 1 карта, 1929.
6. *Александров В. А.* Бальнеологические богатства Дагестанской АССР. Природн. ресурсы Даг. АССР. СОИС Ак. Наук, т. 1, стр. 326—345, 3 рис., 1935.
7. *Александров Ф. А.* Месторождения асбеста в Карачаевской автономной области. Мин. сырье и его перераб., № 7—8, стр. 431—434, 1927.
8. *Алимарин А. П.* Бештаунит из окрестностей Пятигорья как кислотоупорный материал. Мин. сырье, № 5—6, 1932.
9. *Алферов Б. А.* Беной (Северный Кавказ). Изв. Геол. ком., т. XLV, № 5, стр. 573—582, 1 табл., 1936.
10. *Алферов Б. А.* Геологические исследования в районе Ведено (Черные горы). Предв. отчет о работах 1924 г. Изв. Геол. ком., т. XLIV, № 9, стр. 871—883, 1 карта, 1925.
11. *Алферов Б. А.* Геологические исследования в центральной части Беноевского месторождения нефти. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 63, 1 карта, 1931.
12. *Алферов Б. А.* Геологические исследования в Черных горах (листы Махкентинский и Беноевский). Предв. отчет, Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 9, стр. 1057—1063, 2 табл., 1927.
13. *Алферов Б. А. и Протвилов К. А.* Черные горы и Беноевский район (Северный Кавказ). Нефт. хоз., № 7, стр. 55—70, 1 карта, 1926.
14. *Алферов Б. А.* Материалы по геологии Арзгирского района. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 17, стр. 83, 1931.
15. *Алферов Б. А.* Рекогносцировочные исследования полосы третичных отложений между реками Урух и Нальчик (Северный Кавказ). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 13, стр. 31, 1932.
16. *Алферов Г. П.* Геологическое строение Азово-Черноморского края. Труды 1 Азово-Черном. краевой геол. конфер. т. I, стр. 59—87, Ростов на Дону, 1935.
17. *Алферов Г. П.* К вопросу о тектонике юго-востока Европейской части СССР. Изв. ГГРУ, т. 49, № 8, стр. 112—113, 1930.
18. *Алферов Г. П.* Кубанский артезианский бассейн и проблемы его дальнейшего изучения. Геология на фронте индустр., № 1—2, стр. 28—28, 2 рис., 1935.
19. *Андриюк А. М.* К нахождению кинновари на р. Андриюк. Геология на фронте индустр., № 6, стр. 32—36, 2 рис., 1935.
20. *Андриюк А. М.* Меднорудные месторождения верховьев рр. Б. и М. Лабь. Геология на фронте индустр., № 9, стр. 17—20, 1 карта, 1936.
21. *Андриюк С. М. и Ильина Н. С.* Об ааленских отложениях Северного Кавказа. Сов. геол., сборн. 8, стр. 51—55, 1945.
22. *Андриюк С. М. и Ильина Н. С.* О юрских железорудных горизонтах Северного Кавказа. Сов. геол., № 3, стр. 49—60, 4 рис., 1941.

23. Андронов С. М. и Ильина Н. С. О врских железорудных горизонтах Северного Кавказа. Сов. геол., № 3, стр. 49—60, 4 рис., 1941.
24. Андрусов Н. И. Апшеронский ярус. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 110, 1928.
25. Андрусов Н. И. Верхний плиоцен Черноморского бассейна, Геология СССР, т. IV, ч. II, вып. 3. Изд. Геол. ком., 80 стр. 1929.
26. Андрусов Н. И. Взаимоотношения Эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху. Изв. Рос. Акад. Наук, VI серия, т. XII, стр. 749—760, 1918.
27. Андрусов Н. И. Геологические исследования в Кубанской области между р. Адагумом и Кубанским лиманом. Труды СПб. общ. естеств., т. XXVIII, вып. 5, стр. 179—214, 1899.
28. Андрусов Н. И. Геологические исследования на Таманском полуострове. Матер. для геол. России, т. XXI, вып. 2, стр. 255—402, 1904.
29. Андрусов Н. И. Геологическое строение дна Керченского пролива. Изв. Акад. Наук, VI серия, т. XII, стр. 23—28, 1918.
30. Андрусов Н. И. Геологическое строение и история Керченского пролива. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., нов. сер., т. IV (XXXIV), № 3—4, стр. 294—332, 1926.
31. Андрусов Н. И. Ископаемые и живущие *Dreissensidae* Евразии. Тр. СПб. общ. естеств., отд. геол. и мин., т. XXV, 1897.
32. Андрусов Н. И. Материалы к познанию прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты. Труды Геол. ком., т. XV, № 4, 1902.
33. Андрусов Н. И. О возрасте и стратиграфическом положении акчагыльских пластов. Зап. Мин. общ., ч. XLVIII, вып. 1, стр. 271—298, 1912.
34. Андрусов Н. И. О геологических исследованиях в области Датыхской антиклинали и по р. Сулаку. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. V (I), стр. 81—103, 1927.
- 34а. Андрусов Н. И. О геологических исследованиях по р. Сулак. Геол. вест., т. I, стр. 332—333, 1915.
35. Андрусов Н. И. О нефтеносности земель, расположенных на склоне г. Арчу-корт (Балик) в влгу от Грозного. Изв. Геол. ком., т. XXXII, протоколы, стр. 50—66, 1913.
36. Андрусов Н. И. О третичных отложениях Дагестана. Труды СПб. общ. естеств., отд. геол. и мин., т. XIX, протоколы, стр. XIV—XVI, 1888.
37. Андрусов Н. И. Палеогеографические карты Черноморской области в верхнемiocеновую, плиоценовую и послетретичную эпохи. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., нов. сер., т. IV (XXXIV), № 3—4, стр. 185—188, 1926.
38. Андрусов Н. И. Поездка в Дагестан летом 1898 г. Землеведение, т. VIII, кн. 1—2, стр. 27—69, 1901.
39. Андрусов Н. И. Поитический ярус. Изд. Геол. ком., Геология России, т. IV, ч. II, вып. 2, стр. 1—41, 1917.
40. Андрусов Н. И. Послетретичная тирренская терраса в области Черного моря. Bull. intern. de l'Ac. de Sciences de Bohême, XXVI, pp. 165—176, 1925.
41. Андрусов Н. И. Террасы окрестностей Судака. Зап. Киевск. общ. естеств., т. XXII, вып. 2, стр. 1—88, 1912.
42. Андрусов Н. И. Южно-русский плиоцен по новейшим исследованиям (с примечанием и дополнениями В. В. Богачева). Азерб. нефт. хоз., № 6—7, стр. 11—22, Баку, 1928.
43. Амиких П. И. Нефтяное месторождение горы Асфальтовой. Нефт. хоз., № 3, стр. 55—60, 3 рис., 1937.
44. Амосов А. А. Майкопская залежь легкой нефти. Нефт. хоз., прил. к № 12 за 1927 г.
45. Апостолов Л. Я. Бюлл. погоды № 2—8 (30—36), февраль—август 1926 г. Куб.-Черном. научно-исслед. инст., вып. V, 50 стр., Краснодар, 1926.
46. Апостолов Л. Я. Ветры прикубанской части Северо-Западного Кавказа. Труды Сев.-Кавказск. пром.-научно-исслед. инст., вып. 59, Краснодар, 1928.
47. Апостолов Л. Я. Главнейшие климатические элементы Северо-Западного Кавказа. Труды Куб.-Черном. научно-исслед. инст., вып. 49, 2 карты, Краснодар, 1927.
48. Апостолов Л. Я. Климат Приазовских плавней и Таманского полуострова. Труды Куб.-Черном. научно-исслед. инст., вып. 43, 1 карта, Краснодар, 1926.
49. Аршропуло А. И. Остатки бобра (*Amblycastor caucasicus* sp. n.) из плиоцена Предкавказья. Докл. Акад. Наук СССР, т. 25, № 7, стр. 638—640, 1 рис. 1939.
50. Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Матер. для геол. России, т. 25, 1912.
51. Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Европейская и Средне-Азиатская части. Стр. 425, 1932.
52. Архангельский А. Д. Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности

- и примыкающих к ней частей Кавказского хребта. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. IV, № 1—2, стр. 37—45, 1926.
53. *Архангельский А. Д.* Обзор геологического строения Европейской России, т. I. Юго-восток Европейской России и прилежащие части Азии, вып. 2. Изд. Геол. ком., стр. 177—420, 1926.
54. *Архангельский А. Д.* Обзор геологического строения Европейской России, т. II. Средняя Россия. Изд. Геол. ком., 465 стр., 1922.
55. *Архангельский А. Д.* О вероятном возрасте нижних горизонтов третичных отложений северного склона Кавказа. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. XXXII, № 3—4, стр. 213—221, 1925.
56. *Архангельский А. Д.* О древности сероводородного заражения в морских бассейнах Крымско-Кавказской области и вероятной связи этих явлений с процессами нефтеобразования. Нефт. хоз., № 4, стр. 483—486, 1926.
57. *Архангельский А. Д.* Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. XXXVIII, стр. 82—80, 1930.
58. *Архангельский А. Д.* Условия образования нефти на Северном Кавказе. Изд. Сов. нефт. пром., стр. 184, М.—Л., 1927.
59. *Архангельский А. Д.* и *Страхов Н. М.* Геологическая история Черного моря. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. X, вып. 1, стр. 3, 1932.
60. *Баклаков М. С.* Нальчские адсорбционные глины и возможности их практического использования. Геология на фронте индустр., № 5, стр. 9—12, 1933.
61. *Б—в М.* (*Баклаков М. С.*?) Новые месторождения цветных металлов в Хуламо-Безингневском ущелье на Северном Кавказе. Геология на фронте индустр., № 5, стр. 18—21, 1933.
62. *Бакланова Н. Д.* Геологические исследования в Баталпаинском районе между рр. М. Зеленчук и Б. Теген. Отчет о деятельности. Нефт. геол.-разв. инст. за 1935 г., стр. 19—20, 1936.
63. *Бакланова Н. Д.* Геологическое строение Галашевского района (Черные горы). Труды геол. службы Грознефти, вып. 5, стр. 7—25, 1936 (1937).
64. *Бакланова Н. Д.* Исследования в районе Минеральных вод и восточной Кубани. Отчет о деятельности. Нефт. геол.-разв. инст. за 1933 г. стр. 44—45, 1936.
65. *Бакланова Н. Д.* Маршрутные исследования по изучению палеогеновых отложений в бассейнах рр. Кубани, Б. и М. Зеленчуков и Урупа. Отчет о деятельности. Нефт. геол.-разв. инст. за 1934 г., стр. 19, 1936.
66. *Баранов В.* Об адсорбционной способности грозненских глин. Нефт. хоз., т. XIX, № 10, стр. 446—459, 12 рис., 1930.
67. *Баранов И. Я.* Гранодиориты верховьев Большой Лабы на Северном Кавказе. Учен. зап. Ростовск. на Дону унив., вып. X, стр. 69—111, 2 табл., 1 рис., 1 карта, 1937.
68. *Баранов И. Я.* Минералого-петрографическое и химическое исследование роговых обманок гранодиоритов р. Большой Лабы на Северном Кавказе. Учен. зап. Ростовск. на Дону унив., юбил. вып. в честь Григоровича-Березовского, стр. 140—160, 2 табл., 1939.
69. *Барбот-де-Марьи Н. Н.* Карачаевские серебро-свинцовые месторождения в Кубанской области. Матер. для геол. Кавказа, сер. 2, кн. 9, стр. 177—228, 1895.
70. *Барбот-де-Марьи Н. Н.* Геолого-орографический очерк Калмыцкой степи и прилежащих к ней земель. Зап. Русск. геогр. общ., кн. 8. Исследования и материалы, стр. 1—128, 1862.
71. *Барбот-де-Марьи Н. Н.* Отчет о геологических исследованиях в Темирханшуринском округе Дагестанской области. Матер. для геол. Кавказа, сер. 2, кн. 8, стр. 223—409, 1894.
72. *Барбот-де-Марьи Н. Н.* Отчет об исследовании минеральных богатств и геологического строения Дагестана (исследования 1894 г.), ч. I. Северо-Западный Дагестан. Матер. для геол. Кавказа, 2 сер., кн. 9, стр. 229—286, 1895.
73. *Барбот-де-Марьи Н. Н.* О геологическом возрасте степного известняка южной России. Горн. журн., т. II, стр. 77—85, 1 табл., 1862.
74. *Барбот-де-Марьи Н. Н.* и *Востенков.* Калмыцкая степь Астраханской губ. по исследованиям Кумо-Манычской экспедиции, вып. 1—3. Изд. Минист. гос. имущ., 175 стр., СПб., 1868.
75. *Барковская М. Г.* Материалы к петрографии верхнеюрских и нижнемеловых отложений р. Белой (Северный Кавказ). Зап. Всеросс. мин. общ., 2 сер., ч. LXVI, вып. 3, 3 рис., 2 табл., 1937.
76. *Барсанов Г. П.* Нижний кембрий в Закавказье. Изв. Акад. Наук СССР, № 9, 1255 стр., 1931.

77. *Безбородько Н.* Змеевиковый пояс, его хромистые руды и прилегающие породы в Майкопском отделе Кубанской области (Северный Кавказ). Изв. Алексеевск. Донск. политехн. инст. в Новочеркасске, т. II, отд. II, стр. 429—539, 1913.
78. *Белюсова В. П.* Пегматиты реки Лабардан-су. Учен. зап. Ростовск. на Дону унив., вып. X, стр. 29—53, 1 карта, 8 табл., 1937.
79. *Белюсова В. П. и Голоушкина А. Т.* Яшма с реки Даут в Карачаев. Учен. зап. Ростовск. на Дону унив., вып. 7, стр. 109—114, 7 рис., 1936.
80. *Белюсов В. В.* Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. I. Юра и нижний мел. Труды ЦНИГРИ, вып. 108, стр. 1—99, 29 рис., 1938; ч. II. Верхний мел и третичные. Труды ЦНИГРИ, вып. 121, стр. 1—175, 1940; ч. III. Общие вопросы. Складчатые движения. Магматизм. Там же, вып. 126, стр. 1—91, 13 рис., 1939.
81. *Белюсов В. В.* Железорудные месторождения Таманского полуострова. Сборн. „Главнейшие железорудные месторождения СССР“, стр. 159—164, 1934.
82. *Белюсов В. В.* Изучение галеноносности Северо-Западного Кавказа и перспективы дальнейших работ в этой области. Труды НИС по гелию в 1933—1934 гг., вып. IV, стр. 17—32, 1935.
83. *Белюсов В. В.* Изучение мощности отложений, как метод геотектонического анализа и приложение этого метода к исследованию верхнеюрских и нижнемеловых отложений Кавказа. Пробл. сов. геол., № 2, стр. 121—140, 7 рис., 1937.
84. *Белюсов В. В.* К истории Большого Кавказа в верхнеюрское и нижнемеловое время. Пробл. сов. геол., № 1, стр. 1—24, 5 рис., 1937.
85. *Белюсов В. В.* Некоторые главные этапы истории Большого Кавказа в третичное время. Пробл. сов. геол., № 4, 1938.
86. *Белюсов В. В.* Опыт геотектонического анализа истории развития Большого Кавказа. Труды Междунар. геол. конгр., XVII сессия, т. 2, 1939.
87. *Белюсов В. В.* Юрские и нижнемеловые отложения северного склона. Экскурсия по Кавказу. Черноморское побережье. Межд. Геол. конгр., XVII сессия, СССР, стр. 69—78, 2 рис., 1937.
88. *Белюсов В. В. и Трошишкин Б. М.* Геологический очерк полосы мезозойских отложений между реками Пшехой и Пшиш на Северном Кавказе. Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., часть 68, № 1, стр. 136—160, 1 табл., 1939.
89. *Белюсов В. В. и Трошишкин Б. М.* Краткий геологический очерк района Пшахи и Белой в Северо-Западном Кавказе. Зап. Всеросс. мин. общ., сер. 2, ч. LXVI, № 4, 1937.
90. *Беллевский.* Маньчские соляные озера в земле войска Донского и тамошний соляной промысел. Труды Донск. статистич. ком., вып. 1, стр. 7—44, Новочеркаск, 1887.
91. *Беллева Е. И.* Находка остатков млекопитающих в окрестностях города Ворошиловска. Палеонт. обозрение. ПИН Акад. Наук СССР, вып. 2, стр. 77, 1940.
92. *Беллева Е. И.* О новой верхнетретичной фауне млекопитающих близ города Ворошиловска на Северном Кавказе. Природа, № 2, стр. 82, 1940.
93. *Белянкин Д. С.* Геологическая карта по линии Архотского тоннеля. В книге: Геол. исслед. в области Перевальн. жел. дор. через Главн. Кавказск. хребет, стр. 18, СПб., 1914.
94. *Белянкин Д. С.* К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузий. Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 3, стр. 409—423, 1927.
95. *Белянкин Д. С.* К вопросу о неонитрузиях Центрального Кавказа. Изв. Акад. Наук, сер. геол., № 2, стр. 93—100, 1939.
96. *Белянкин Д. С.* К изучению новейших изверженных горных пород Казбека и его окрестностей. Изв. Петрогр. Политехн. инст., т. 21, вып. 1, 1914.
97. *Белянкин Д. С.* К петрографии Архотского тоннеля. В книге: Геол. исслед. в области Перевальн. жел. дор. через Главн. Кавказск. хребет, стр. 24, СПб., 1914.
98. *Белянкин Д. С.* К петрографии перевала Штулувецк в Центральном Кавказе. Изв. Росс. Акад. Наук, сер. VI, № 1—8, стр. 95—102, 1 рис., 1923.
99. *Белянкин Д. С.* Материалы для петрографии Центрального Кавказа. Изв. СПб. Политехн. инст., т. XVIII (отдел техн., естеств. и матем.), стр. 21—48, 1912.
100. *Белянкин Д. С.* К характеристике брекчиевидных и полосатых лав вулкана Эльбруса. Докл. Акад. Наук СССР, нов. сер., т. 21, № 5, 1938.
101. *Белянкин Д. С.* Неограниты и кварцевые дациты с ледника Дых-су в Центральном Кавказе. Сбор. научных работ, посвященный проф. Ф. Ю. Левинсон-Лессингу в честь исполнившегося 35-летия его научно-



- педагогической деятельности, 9 стр. (оттиск, из Изв. Политехн. инст. имп. Петра I, т. XXIII), 1915.
102. *Белякин Д. С.* Неонитрузия Центрального Кавказа в истоках р. Фиэгдона (по матер. И. Г. Кузнецова). Изв. Геол. ком., 1919, т. XXVIII, стр. 517—525, 1925.
103. *Белякин Д. С.* Неонитрузия Центрального Кавказа в истоках р. Фиэгдона. Изв. Петрогр. политехн. инст., т. XXVIII, стр. 263—272, 1919.
104. *Белякин Д. С.* Новейшая кавказская нитрузия в бассейнах рр. Ардона и Уруха. Изв. Петрогр. политехн. инст., т. XXVII, стр. 63—68, 1918.
105. *Белякин Д. С.* Об альбитовом диабазе из Красной Поляны и о контакте его со сланцем. Изв. СПб. политехн. инст., отд. техн., т. XV, стр. 163—184, 1911.
106. *Белякин Д. С.* Об авортоклазе в кавказитах. Изв. Акад. Наук СССР, стр. 1116—1124, 1927.
107. *Белякин Д. С.* О дарьяльском граните. Геологические исследования в области Перевальной железной дороги через Главный Кавказский хребет, 54 стр., 1914.
108. *Белякин Д. С.* Опыт петрографической характеристики Визингии и Балкарки в Центральном Кавказе. Изв. Петрогр. политехн. инст., отд. техн., т. XXIII, 64 стр., 1915.
109. *Белякин Д. С., Еремеев В. П. и Петров В. П.* Новые данные по неонитрузиям в бассейне р. Урух. Труды Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, вып. 4, 1938.
- 109а. *Белякин Д. С., Еремеев В. П., Петров В. П. и Фаворская М. А.* О неонитрузиях бакского (эцдерского) типа на Кавказе. Зап. Мин. общ., № 3—4, 1943.
110. *Белякин Д. С. и Петров В. П.* Заключительные замечания к неонитрузиям Абхазии и Сванетии. СОПС, сер. Закавказ., № 24, „Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии“, 1940.
111. *Белякин Д. С. и Стефанов И.* О полево шпате с горы Железной. Труды Лев. общ. естест., т. LVI, вып. 1, стр. 97—107, 1 рис., 1926.
112. *Бессонов И. И.* Геологическое строение области верховьев р. Большой Лабы (Западный Карачай). Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, сборн. II, стр. 83—118, 6 рис., 1 карта, 1 табл., 1938.
113. *Бессонов И. И.* Геолого-петрографический очерк области верховьев Большого и Малого Зеленчуков в Карачае. Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, № 1, Ессентуки, 1938.
114. *Бессонов И. И.* Некоторые данные по петрографии семейства габбровых пород Западного Карачая (Северный Кавказ). Труды геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, сборн. II, стр. 15—36, 1 карта, 1938.
115. *Бессонов И. И.* Новые мышьяковые месторождения в Западном Карачае на Северном Кавказе. Разведка недр, № 11, стр. 5—7, 1936.
116. *Бочачев В. В.* Вулканические пеплы из долины р. Подкумка. Труды Моск. геол.-разв. инст., т. 12, стр. 120—124, 1 табл., 1938.
117. *Бочачев В. В.* Геологические наблюдения в бассейне р. Сала. Изв. Геол. ком., т. XXII, № 9, стр. 562—607, 1 карта, 1913.
118. *Бочачев В. В.* Геологические наблюдения в долине Маньча, произведенные летом 1903 г. Изв. Геол. ком., т. XXII, стр. 109—118, 1903.
119. *Бочачев В. В.* Геологические исследования в южной части бассейна р. Западного Маньча. Изв. Геол. ком., т. XXIII, стр. 505—515, 1904.
120. *Бочачев В. В.* К вопросу о делении плиншюна в постплиноена каспийского типа. Ежег. геол. и минер. России, т. XII, вып. 3—4, стр. 83—93, 1910.
121. *Бочачев В. В.* Новые материалы к истории третичных слоев в юго-восточной России. Изв. Азерб. унив., № 3, стр. 99—121, 4 рис., 1923—1924.
122. *Бочачев В. В.* Об ископаемых светящихся рыбах. Природа, № 2, стр. 82, 1940.
123. *Бочачев В. В.* Отчет об исследовании северной части 76-го листа (из отчета о деятельности. Геолкома в 1911 г., стр. 29—82). Изв. Геол. ком., т. XXXI, 1912.
124. *Бочачев В. В.* Палеонтологические заметки о некоторых буровых окважинах Ставропольской губернии. Труды Ставро. общ. для изуч. Сев. Кавказск. края, вып. 1, стр. 28—32, 1911.
125. *Бочачев В. В.* Предварительный отчет о геологических исследованиях 1907 и 1908 гг. Изв. геол. ком., т. 29, № 10, стр. 765—887, 1910.
126. *Бочачев В. В.* Пресноводная фауна Евразии. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 135, стр. 1—248, 7 табл., 1924.
127. *Бочачев В. В.* Пресноводные неогеновые фауны в Закавказье. Азерб. нефт. ков., № 7—8 (31—32), стр. 77—82, 1924.
128. *Бочачев В. В.* Реставрация скелета петотерия. Изв. Азерб. фил. Акад. Наук, вып. 3, стр. 63—66, 1 рис., 1940.
129. *Бочачев В. В.* Руководящие окаменелости разреза Апшеронского полу-

- острова и прилегающих районов. ч. 1, 92 стр. Труды Азерб. нефт. иссл. инст., сер. работ по общ. и прикл. геол., вып. IV, 1932.
130. *Ботачев В. В.* Рыбы северокавказского олигоцена (по поводу работы В. П. Смирнова). Изв. Азерб. фил. Акад. Наук, т. I (Баку), стр. 35—44, 1938.
  131. *Ботачев В. В.* Степи бассейна р. Маныч. Изв. Геол. ком., т. XXII, № 2, стр. 73—162, 1 карта, 1905.
  132. *Ботачев В. В.* и *Андрусов Н. И.* Геология Прикаспийских стран. Азерб. нефт. хоз. т. IV, 17 стр., отд. оттиск, 1924.
  133. *Ботачев В. В.* и *Евсеев В. П.* Апшеронская фауна в бассейне Азовского моря. Докл. Акад. Наук СССР, нов. сер., т. 25, № 9, стр. 762—763, 1939.
  134. *Бойданович К. И.* Геологические исследования в Калужском районе. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1910 г. Изв. Геол. ком., т. XXX, № 3, стр. 188, 1911.
  135. *Бойданович К. И.* Геологические исследования в районе р. Белой. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1908 г. Изв. Геол. ком., т. XXVIII, № 4, стр. 289—297, 1909.
  136. *Бойданович К. И.* Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Лист Хадзыжинский. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 57, 1 карта, 1910.
  137. *Бойданович К. И.* Годовые отчеты о работах 1906, 1907, 1908, 1909, 1910 гг. Отчеты о сост. и деятельн. Геол. ком., Изв. Геол. ком. 1907—1911.
  138. *Бойданович К. И.* Два пересечения Главного Кавказского хребта. Труды Геол. ком., т. XIX, № 1, 1902.
  139. *Бойданович К. И.* Железные руды России. Изд. Геол. ком. 327 стр., 1911.
  140. *Бойданович К. И.* Отчет о работах в районе проектируемой железной дороги Туапсе — Ново-Сенаки. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1911 г. Изв. Геол. ком., т. XXXI, № 1, стр. 52, 1912.
  141. *Бойданович К. И.* Отчет о работах 1909 г. в отчете о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1909 г. Изв. Геол. ком., т. XXIX, № 2, 1910.
  142. *Бойданович К. И.* Отчет о работах 1910 г. в отчете о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1910 г. Изв. Геол. ком., т. XXX, № 3, 1911.
  143. *Бойданович К. И.* Система Дибрара в Юго-Восточном Кавказе. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 26, 1 карта, 11 табл., 54 рис., 1906.
  144. *Бойданович А. К.* и *Федоров А. Н.* О некоторых представителях рода *Elphidium* в сарматских отложениях низовьев реки Кубани. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 22, стр. 1—50, 1 табл., 34 рис., 1 32.
  145. *Борисов А. А.* и *Фотиади Э. Э.* Некоторые выводы из общей гравитационной съемки в области Прикаспийской депрессии. Нефт. хоз., № 12, стр. 63—66, 4 фиг., 1937.
  146. *Борисяк А. А.* Новый *Dicerorhinus* из среднего миоцена Северного Кавказа. Труды Палеонтологич. инст. Акад. Наук СССР, т. VIII, вып. 2, стр. 1—68, 2 табл., 20 рис., 1938.
  147. *Борисяк А. А.* *Pseudomantis oshotica* Tell. крымско-кавказского триаса. Изв. Геол. ком., т. XXVIII, стр. 87—102, 1 табл., 1909.
  148. *Брод И. О.* Геологические исследования в окрестностях Каякентской нефтеносной площади (Южный Дагестан). Предв. отчет 1928 г. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. XLIX, № 4, стр. 433—449, 4 табл., 1930.
  149. *Брод И. О.* Грозненский нефтепромысловый район. Сборн. „Месторождения нефти Восточного Предкавказья“ к XVII Междунар. геол. конгр., 1937.
  150. *Брод И. О.* К вопросу о глубоком разведочном бурении на Каякент-Берекейской нефтеносной площади. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 4, стр. 51—61, 1 табл., 1930.
  151. *Брод И. О.* Классификация нефтяных залежей по их форме (на примере месторождения Северного Кавказа). Нефт. хоз., № 12, 1937; Труды Междунар. геол. конгр., XVII сессия, СССР, 1937 г., т. IV, стр. 25—32, 3 табл., Л.—М., 1940.
  152. *Брод И. О.* Нефтяные месторождения Дагестанской АССР. Природн. ресурсы Даг. АССР, Изд. Акад. Наук, т. I, стр. 220—244, 1935.
  153. *Брод И. О.* Нефтяные ресурсы Северо-Восточного Кавказа и перспективы их освоения. Нефт. хоз., № 9, 1936.
  154. *Брод И. О.* Обзор геологических исследований и разведок на нефть в Дагестане по 1932 г. включительно. Труды Сев.-Кавказск. конф. геол.-нефт., вып. 6, стр. 5—43, 1931.
  155. *Брод И. О.* О новых нефтяных ресурсах Северо-Восточного Кавказа. Нефт. пром., № 3, 1940.
  156. *Брод И. О.* Очерк геологического строения и геоморфологии Восточного Предкавказья. Сборн. „Месторождения нефти Восточного Предкавказья“ к XVII Междунар. геол. конгр., 1937.
  157. *Брод И. О.* Перспективы освоения разведочных площадей Грознефти. Грозненск. нефтяник, № 11—12; 1934, сборн. „Богатства недр на службу соц. строительству“, 1935.

158. Брод И. О. Промышленно-нефте-носные площади Дагестана. Сборн. „Местор. нефти Вост. Предкавказья“ к XVII Междунар. геол. конгр., 1937.
159. Брод И. О. Пути развития нефтедобывающей промышленности на Северо-Восточном Кавказе. Нефт. хоз., № 3, стр. 17—25, 8 рис., 1936.
160. Брод И. О. Результаты и перспективы разведочных работ Грознефти. Соц. строит. Северокавказск. края, 1935.
161. Брод И. О. Тектоника Восточного Предкавказья. Сов. геол., т. VIII, № 7, стр. 2—22, 2 табл., 6 рис., 1938.
162. Брод И. О. Формы нефтяных залежей Северо-Восточного Кавказа и методы разведки. Грозн. нефтяник, № 9, стр. 31—34, 1 табл., 1937.
163. Брод И. О. и Елин Н. Д. О подсчетах запаса газа (на примере Дагестанских месторождений). Нефт. пром., № 5, 1941.
164. Брод И. О., Елин Н. Д., Старобиниц Е. Я. и Тюлюпо В. А. Нефтяные месторождения Чечено-Ингушской АССР (Грозненск. район). Междунар. геол. конгр., XVII сессия, СССР, 1937; нефтяная экскурсия: Дагестанская и Чечено-Ингушская АССР, вып. 3, стр. 39—66, 3 табл., 22 рис., 1937.
165. Брод И. О., Знаменский В. А. и Ростовец Н. Н. Геологические исследования в Избербашском районе и Араллярском участке Каякентской нефтеносной площади (Южный Дагестан). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. В, вып. 25, 16 стр., 1932.
166. Брод И. О. и Максимович Г. А. Проект разведки и опытной разработки надвигнутого крыла антиклинали Каякентской нефтеносной площади. Труды Сев.-Кавказск. конф. геол.-нефтян., вып. VI, стр. 123—165, 1934.
167. Брод И. О. Вибрографический указатель по месторождениям нефти Дагестана. Труды Сев.-Кавк. конф. геол.-нефтян., вып. VI, стр. 321—334, 1 табл., 1934.
168. Брод И. О. и Успенская Н. Ю. Нефтяные месторождения Дагестанской АССР. Нефтяная экскурсия: Дагестанская и Чечено-Ингушская АССР, вып. 3. Междунар. геол. конгр., XVII сессия, СССР, стр. 5—38, 8 рис., 1937.
169. Булик А. И. и Савельев В. Е. К геологии Майкопского нефтеносного района Кубанской обл. Изв. Донск. политехн. инст., т. V, вып. 2, отд. II, стр. 35—60, 1 карта, 7 табл., 7 рис., 1916.
170. Булюк В. С. Отчет о геолого-разведочных работах 1928 г. на Тукир-кильском и Курушском свинцово-цинковом месторождении в Южном Дагестане. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. 50, вып. 78, 1931.
171. Бурксер Е. С. Отчет о химическом и радиологическом исследованиях в Кубанской обл. в 1915 г. Гидрогеол.-гич. вестн., т. II, стр. 65—132, 1916.
172. Буш Н. А. Ледники Западного Кавказа. Зап. имп. Русск. геогр. общ. (по общ. геогр.), т. XXXII, № 4, 134 стр., 1905.
173. Варданяни Л. А. Вюрмское оледенение бассейнов рек Ираф (Урух) Цей (Центральный Кавказ). Изв. Гос. геогр. общ., т. 69, вып. 4, стр. 537—562, 6 рис., 1 табл., 1937.
174. Варданяни Л. А. Геологические исследования в Цейском районе. Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер. сборн. 5, 1940.
175. Варданяни Л. А. Геологический очерк Куртатинского и Джимаринского ушей. Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 6, стр. 609—633, 1 карта, 1927.
176. Варданяни Л. А. Геологический очерк Цейского устья. Матер. ЦНИГРИ, общ. сер. сборн. 5, 1939.
177. Варданяни Л. А. Геотектоника и геосейсмика Дарьяла, как основная причина катастрофических обвалов Девдоракского и Геналдонского ледников Казбекского массива. Изв. Гос. геогр. общ., т. 64, вып. 1, стр. 51—60, 1932.
178. Варданяни Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа (с 9 рис. в тексте и 2 картами). Труды ЦНИГРИ, вып. 25, 1935.
179. Варданяни Л. А. Интрузивные породы бассейна Мзымты. Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер. сборн. 6, 1940.
180. Варданяни Л. А. Интрузивы Северной Кахетии, Зап. Всеросс. мин. общ., ч. 69, № 2—3, 1940.
181. Варданяни Л. А. К вопросу о геологическом строении района Гизельдонской гидроэлектрической станции. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 4, стр. 569—575, 3 рис., 1929.
182. Варданяни Л. А. К вопросу о числе стадий отступления вюрмского оледенения в Центральном Кавказе. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 9, стр. 1245—1257, 1929.
183. Варданяни Л. А. К геолого-петрографической характеристике Горной Осетии (Садонский рудноносный район). С геол.-гич. картой и разрезами. Труды Сев.-Кавказск. ассоц. научно-исслед. инст., № 6, 57 стр., Ростов на Дону, 1926.
184. Варданяни Л. А. К истории развития рельефа Центрального Кавказа. Труды INQUA; вып. IV, стр. 95—98, 2 рис., 1939.

185. *Варданяц Л. А.* К минералогии Садонской жилы (Центральный Кавказ), Зап. Мин. общ., ч. 63, № 2, стр. 481—483, 1934.
186. *Варданяц Л. А.* К петрографии Садонского рудоносного района. Изв. Донск. политехн. инст., т. IX, стр. 161—169, 1925.
187. *Варданяц Л. А.* Материалы по геоморфологии Большого Кавказа. Изв. РГО, т. LXV, вып. 2, стр. 116—139; вып. 3, стр. 187—211, 1933.
188. *Варданяц Л. А.* Материалы по геохимии Горной Осетии. Зап. Росс. мин. общ., 2 сер., ч. LXI, вып. 2, стр. 227—264, 1 карта, 1932.
189. *Варданяц Л. А.* Материалы по диабазам и неонитрузиям Горной Осетии. Пробл. сов. геол., № 11, 1937.
190. *Варданяц Л. А.* Материалы по интрузивам Дарьяла и его окрестностей (Центральный Кавказ). Зап. Всеросс. мин. общ. ч. 69, № 2—3, стр. 290—295, 1940.
191. *Варданяц Л. А.* Материалы по неонитрузиям Горной Осетии. Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, сборн. 1, Пятигорск, 1938.
192. *Варданяц Л. А.* Материалы по палеогеографии верхней юры Кавказа. Пробл. сов. геол., т. V, № 4, стр. 384—398, 2 рис., 1935.
193. *Варданяц Л. А.* Материалы по петрографии Северо-Западного Кавказа (бассейны рек Белой, Сочи, Мзымты, Большой и Малой Лабы). Труды Азово-Черном. геол. треста, вып. 11, 1935.
194. *Варданяц Л. А.* Материалы по тектонике Центрального Кавказа (Военно-Осетинская дорога). Зап. Росс. мин. общ., 2 сер., ч. LIX, вып. 2, стр. 309—328, 1 табл. разрезов, 1930.
195. *Варданяц Л. А.* Месторождения графита в Горной Осетии. Геология на фронте индустр., № 10—12, Новочеркасск, 1933.
196. *Варданяц Л. А.* Металлогения Северо-Кавказского края на службе промышленного освоения его недр. Природные богатства Сев.-Кавказск. края, Пятигорск, 1935.
197. *Варданяц Л. А.* Молодые интрузивные породы Тырны-ауза. Сов. геол., № 2—3, 1940.
198. *Варданяц Л. А.* Неонитрузии, их орудование и связь с тектоникой в Главном Кавказе. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., № 2, 1939.
199. *Варданяц Л. А.* Нижнеюрская цепь вулканов Главного Кавказа. Докл. Акад. Наук СССР, т. XXXIX, № 8, 1948.
200. *Варданяц Л. А.* Об анортоклазе в гранитах Малки и Мушта. Зап. Всеросс. мин. общ., ч. LXVII, № 1, 1938.
201. *Варданяц Л. А.* Об орогенических фазах верхней юры на Кавказе. Докл. Акад. Наук СССР, т. 3, № 5, 1934.
202. *Варданяц Л. А.* Об эволюции санидинов и анортоклазов Центрального Кавказа. Сов. геол., № 11, 1938.
203. *Варданяц Л. А.* О верхней юре в северо-западном Кавказе. Пробл. сов. геол., т. III, № 8, стр. 93—100, 1 рис., 1934.
204. *Варданяц Л. А.* О верхнечетвертичной орогенической фазе. Труды Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода (INQUA), вып. 4, 1939.
205. *Варданяц Л. А.* О возрасте структуры Центрального Кавказа. Сов. геол., № 8, 1940.
206. *Варданяц Л. А.* О возрасте тектонических структур Горной Осетии (Центральный Кавказ). Докл. Акад. Наук, т. 27, № 9, 1940.
207. *Варданяц Л. А.* О Джимаринском медно-мышьяковом месторождении. Изв. Геол. ком., т. XLVII, № 9—10, 1928.
208. *Варданяц Л. А.* О древнем аллювии на Ходском перевале в окрестностях Садонского рудника (Центральный Кавказ). Зап. Росс. мин. общ., т. LXI, вып. 2, стр. 410—412, 1932.
209. *Варданяц Л. А.* О древнем оледенении северного склона Центрального Кавказа (Горная Осетия). Изв. Росс. геогр. общ., т. LXI, вып. 1, стр. 1—24, 1929.
210. *Варданяц Л. А.* О золоте в Горной Осетии. Геология на фронте индустр., № 10—12, стр. 66—67, 1933.
211. *Варданяц Л. А.* О месторождениях цветных металлов в Дагестанской АССР, Природа, ресурсы Даг. АССР. Изд. СОПС Акад. Наук, т. I, стр. 79—95, 1935.
212. *Варданяц Л. А.* О металлогении горной области Азово-Черноморского края. Труды 1-й Азово-Черном. геол. конф., т. II, стр. 3—21, 1935.
213. *Варданяц Л. А.* О металлогении горной части Азово-Черноморского края. Геология на фронте индустр., № 5, стр. 5—11, 1935.
214. *Варданяц Л. А.* О металлогении Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, VII сер., стр. 1145—1162, 1933.
215. *Варданяц Л. А.* Оптико-минералогическая характеристика анортоклазов неонитрузий Большого Кавказа. Зам. Всеросс. мин. общ. ч. LXVI, № 3, 1937.
216. *Варданяц Л. А.* О некоторых стратиграфических и тектонических

- соотношениях в Центральном Кавказе между Военно-Грузинской и Военно-Осетинской дорогами. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 4, стр. 479—504, 1 карта, 1929.
217. *Вардамян Л. А.* О новом способе подсчета депрессий снеговой границы, в связи с изучением стадий отступления ледников горной группы Адай-хох в Центральном Кавказе. Изв. Русск. геогр. общ., LXII, вып. 2, стр. 99—116, 1930.
218. *Вардамян Л. А.* Опыт металлогенической характеристики Центрального Кавказа. Труды ГГРУ, вып. 22, 1931.
219. *Вардамян Л. А.* Опыт структурно-тектонического районирования Кавказа. Геология на фронте индустр., № 7—8, 1934.
220. *Вардамян Л. А.* О синхронизации стадий отступления последнего оледенения Центрального Кавказа и юрмы Альпийской области. Тр. II Междунар. конф. АИЧПЕ, вып. II, стр. 15—20, 1933.
221. *Вардамян Л. А.* Оттрелит из Центрального Кавказа Зап. Всеросс. мин. общ., ч. LXVII, № 4, стр. 623—626, 2 рис., 1933.
222. *Вардамян Л. А.* Очерк геологии ущелья р. Дид-хеви в Кахетии. Изв. ВГРО, т. II, № 98, 1932.
223. *Вардамян Л. А.* Сейсмоструктоника Кавказа. Труды Сейсмол. инст. Акад. Наук СССР, № 64, 1935.
224. *Вардамян Л. А.* Тектоническое строение Горной Осетии и ее отношение к Центральному Кавказу. Зап. Всеросс. мин. общ., ч. LXII, № 1, стр. 1—50, 2 табл., 3 рис., 1933.
225. *Вардамян Л. А.* Характеристика неонитрузий Главного Кавказа. Пробл. сов. геол., № 7, 1937.
226. *Вардамян Л. А.* Эпоха оледенений в Горной Осетии. Изв. Росс. геогр. общ., т. LXIV, вып. 6, стр. 499—537, 1932.
227. *Вардамян Л. А.* и *Орлов Б. В.* Новые выходы неонитрузий в долине р. Баксан. Геология на фронте индустр., № 9—10, Новочеркасск, 1934.
228. *Васильевский М. М.* и *Ивченко П. И.* Геологический очерк Псекупских минеральных источников. Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 3, 3 рис., стр. 269—279, 1927.
229. *Вассоевич Н. Б.* Геологические исследования в районе Сабунинского месторождения кровельных сланцев. Труды НГРИ, сер. А, вып. 20, 1932.
230. *Вассоевич Н. Б.* Геологические исследования Таманского полуострова. Азерб. нефт. хоз., № 4 (100), стр. 119—120, Баку 1930.
231. *Вассоевич Н. Б.* Капустина балка (Таманский полуостров). Азерб. нефт. хоз., № 8—9 (92—93), стр. 16—38, Баку, 1929.
232. *Вассоевич Н. Б.* К вопросу о воярсте так называемого темного флиша в Туапсинском районе (Черноморское побережье). Труды нефт. геол.-разв. инст., сер. В, вып. 37, стр. 24—33, 1932.
233. *Вассоевич Н. Б.* К геологии Анапского района (Дивичская антиклиналь). Азерб. нефт. хоз., № 5 (101), стр. 1—5, отдельный оттиск, Баку, 1930.
234. *Вассоевич Н. Б.* К геологии горы Зеленского и горы Костенкова (Таманский полуостров). Труды нефт. геол.-разв. инст. сер. А, вып. 19, 35 стр., 1932.
235. *Вассоевич Н. Б.* К геологии Таманского полуострова. Уроц. Стрелка. Азерб. нефт. хоз., № 7—8 (115—116), стр. 83—86, Баку, 1931.
236. *Вассоевич Н. Б.* Материалы по геологии Таманского полуострова. I. Стилбневский мис. Нефт. хоз., № 6, стр. 745—747, 1928.
237. *Вассоевич Н. Б.* Материалы по геологии Таманского полуострова и Анапского района. II. Благовещенский нефтевозный район. Нефт. хоз., № 3, стр. 325—337, 1929.
238. *Вассоевич Н. Б.* Находка *Mastra subcasaria* A. n. d. g. n. s. в песках Азовской Пеклы на Таманском полуострове. Азерб. нефт. хоз., № 10, стр. 85—86, Баку, 1927.
239. *Вассоевич Н. Б.* О вероятном воярсте эоценового флиша и смежных с ним отложений северо-западной части Кавказа. Труды нефт. геол.-разв. инст., сер. В, вып. 37, 1 табл., 3 фиг., стр. 10—20, 1932.
240. *Вассоевич Н. Б.* О древнекаспийских отложениях на Таманском полуострове. Азерб. нефт. хоз., № 8—9 (80—81), стр. 25—32, Баку, 1928.
241. *Вассоевич Н. Б.* О нефтепроявлениях в Анапско-Таманском районе. Азерб. нефт. хоз., № 3 (87), стр. 27—39, Баку, 1929.
242. *Вассоевич Н. Б.* О горизонте с *Lyrodoris caucasia* Roth a. n. Труды НГРИ, сер. В, вып. 47, стр. 1—23, 1934.
243. *Вассоевич Н. Б.* Палеонтологические заметки по плиоценовым и послетретичным отложениям Таманского полуострова. Изв. Геол. ком., т. XLVII, № 6, стр. 711—732, 2 табл., 1928.
244. *Вассоевич Н. Б.* Сопоставление палеогеновых и верхнемеловых отложений Кахетии, Кабристана и

- северо-западной оконечности Кавказского хребта. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. LI, вып. 51, стр. 737—740, 1932.
245. *Вассоевич Н. В.* Уташская антиклиналь (Анапский район). Азерб. нефт. хоз., № 7—8 (103—104), стр. 1—4, отдельный оттиск. Баку, 1930.
246. *Вассоевич Н. В.* и *Коротков С. Т.* К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценую эпоху на Северном Кавказе (в Майкопском округе). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 52, 45 стр., 1935.
247. *Вассоевич Н. В.* и *Разумовский Н. К.* Юэлит (Whewellite, Brooke, 1840) из третичных слоев Майкопского округа (Северный Кавказ). Зап. Росс. мин. общ., 3 сер., ч. LVII, вып. 2, стр., 275—300, 1928.
248. *Вассоевич Н. В.* и *Эберзин А. Г.* К вопросу о стратиграфии среднего плиоцена Черноморского бассейна. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 1, 40 стр., 1930.
249. *Вассоевич Н. В.* и *Эберзин А. Г.* Материалы к изучению киммерийских *Provasca* Тоуэна, Труды Геол. муз. Акад. Наук СССР, т. VIII, стр. 259—284, 2 табл., 1931.
250. *Вебер В. В.* Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова, Планшет III—6 (Ката). Изд. Гл. геол.-разв. упр., стр. 1—102, 1931.
251. *Вебер В. В.* Маршрутные пересечения южного склона Главного Кавказского хребта. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, № 90, 1936.
252. *Вебер В. В.* Трилобиты Донецкого бассейна. Труды ВГРО, вып. 255, 1933.
253. *Викторов Б. И.* Молгабекское, Алхазовское и Датыхское газовые месторождения. Природные газы, сборн. 6, стр. 131—149, 1934.
254. *Виттенбург Ш. В.* Новые данные о стратиграфии кавказского триаса. Изв. Акад. Наук, т. VI, 1 пол., стр. 433—436, 1912.
255. *Виттенбург Ш. В.* О руководящей форме *Pseudomonotis*-овых слоев верхнего триаса Северного Кавказа и Аляски. Изв. Акад. Наук, т. VII, 1 пол., стр. 475—487, 1913.
256. *Войсков А., Пастернацкий Ф.* и *Сергеев М.* Черноморское побережье. 250 стр., СИБ., 1898.
257. *Вознесенский А. В.* Карта климатов СССР. Труды по сельскохоз. метеорол., вып. XXI, № 1, стр. 3—111, 1931.
258. *Вознесенский А. В.* Об осадках на Кавказе. Зап. Кавказск., отд. Русск. геогр. общ., т. XVIII, стр. 1—16, 1896.
259. *Воинов В. П.* К вопросу разведок серных месторождений Горного Дагестана. Геология на фронте индустр., № 4, стр. 27—29, 1933.
- 259 а. *Володим А. Г.* К открытию археоциат на Кавказе. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. L, вып. 100, стр. 1514—1516, 1931.
260. *Вольфсон Ф. И.* и *Медведев А. А.* Полиметаллические месторождения рудника Эльборус и его окрестностей. Сов. геол., т. IX, № 1, стр. 39—50, 1 рис., 1939.
261. *Воскресенский А. И.* Отчет о работах в 1921 и 1927 гг. Обзор деятельности Сев.-Кавказск. ассоц. научно-исслед. инст. за 1926—1927 гг. Труды Сев.-Кавказск. ассоц. научно-исслед. инст., вып. 41, стр. 5—10, Ростов на Дону, 1927.
262. *Вялов О. С.* Геологические исследования в 1931 г. в Западном Кавказе. Зап. Всеросс. мин. общ., ч. LXIII, № 1, 1934.
263. *Вялов О. С.* Заметка о лейасовых аммонитах из Южного Дагестана. Труды НГРИ, сер. В, вып. 51 стр. 42—51, 1935.
264. *Вялов О. С.* Краткий геологический очерк Туапсинского района. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. L, вып. 97, стр. 1449—1466, 2 табл., 2 рис., 1931.
265. *Вялов О. С.* Маршрут Сочи-Майкоп (краткий геологический очерк). Экскурсия по Кавказу. Черноморское побережье. Междунар. геол. конгр., XVII сессия в СССР, стр. 51—68, 2 табл., 3 рис., 1937.
266. *Вялов О. С.* Обзор геологического строения верхней части правобережья р. Уруп (Сев. Кавказ). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. В, вып. 49, стр. 30—47, 1934.
267. *Вялов О. С.* Свита Маркотх (цементная) в Туапсинском районе. Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., ч. LXV, № 2, стр. 315—330, 1 рис., 1936.
268. *Вялов О. С.* и *Вялова Р. И.* Возраст туфогенной свиты кавказского флиша. Докл. Акад. Наук СССР, № 3, стр. 1—5, 1934.
269. *Вялов О. С.* и *Никшич И. И.* Возраст Даховской и Шивабинской гранитных интрузий на Северном Кавказе. Вестн. Геол. ком., № 9—10, стр. 13—15, 1928.
270. *Гатуев С. А.* Акчагыльские отложения Черноморского бассейна. Труды Геол. инст. Акад. Наук СССР, т. II, стр. 35—45, 1932.
271. *Гатуев С. А.* Акчагыльские отложения южной части Ставропольской губ. и смежных мест Терской области. Ежег. по геол. и минер. России, т. XVI, вып. 5—6, стр. 146—148, 1914.

272. *Гатусев С. А.* Артезианские колодцы Старозаурмутинской дачи Ставропольской губ. Труды Ставроп. общ. для изуч. Сев.-Кавказск. края, т. III, вып. 4, стр. 1—19, Пгр., 1915.
273. *Гатусев С. А.* Геологическое и гидрогеологическое описание Восточного Предкавказья, лист Д-3 пятиверстной карты Кавказа. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 296, 95 стр., 1 карта, 1933.
274. *Гатусев С. А.* Гидрогеологическое обследование Медвеженского уезда Ставропольской губ. в 1910 г. Ставрополь, 1918.
275. *Гатусев С. А.* Гидрогеологический очерк Моздокской степи. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 186, 43 стр., 1933.
276. *Гатусев С. А.* Кубано-Азовский артезианский бассейн. Геология на фронте индустри., №1 2, стр. 28—32, 1935.
277. *Гатусев С. А.* К стратиграфии верхнетретичных и послетретичных отложений Черноморского и Каспийского бассейнов. Труды СКГУ, сборн. II, 1938.
278. *Гатусев С. А.* Материалы по гидрогеологии Западного Предкавказья (бассейн Егорлыка). Матер. ЦНИГРИ. Регион. геол. и гидрогеол., сборн. I, стр. 17—34, 1 рис., 1938.
279. *Гатусев С. А.* Обзор неогеновых отложений Восточного Предкавказья. Труды Геол. инст. Акад. Наук, т. II, 35 стр., 1932.
280. *Гатусев С. А.* Обзор осадочных образований площади листа Д-3 пятиверстной карты Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XLV, № 6, стр. 693—702, 1926.
281. *Гатусев С. А.* Обзор третичных отложений Восточного Предкавказья. Труды Геол. инст. Акад. Наук, т. II, стр. 1—35, 1932.
282. *Гатусев С. А.* О некоторых буровых колодцах восточной части Ставропольской губ. Ежег. по геол. и минер. России, т. XVII, вып. 1, стр. 51—57, 1915.
283. *Гатусев С. А.* Предварительный отчет о геологических исследованиях в области восточной половины листа Д-4 пятиверстной карты Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XLIV, № 10, стр. 937—956, 1925.
284. *Гатусев С. А.* Явление захвата реки в бассейне Терка (Предкавказье). Труды Геол. муз. Акад. Наук, т. V, стр. 151—171, 1920.
285. *Гатусев С. А.* и *Чеботарев И. И.* Гидрогеологический очерк Северо-дагеставской равнины. Природн. ресурсы Даг. АССР, СОПС. Акад. Наук, т. I, стр. 32—68, 1 карта, 1935.
286. *Гейброк В.* Некоторые результаты научной поездки по Центральному Кавказу. Район Эльбруса. Изв. Гос. геогр. общ., LXVI, вып. 4, стр. 523—531, 10 рис., 1934; т. LXVII, вып. 2, стр. 199—212, 1935.
- 286 а. *Гейброк В.* О результатах научной поездки по Центральному Кавказу. Изв. Гос. геогр. общ., т. LXIX, вып. 6, стр. 975—1002, 4 рис., 1937.
287. *Гембицкий С. С.* Геологическая экскурсия по Кавказу. От Алагир до Мамисонского перевала. Военно-Осетинская дорога. Екатеринбург, 1917.
- 287 а. *Гембицкий, С. С.* Салонское месторождение серебро-свинцовых и цинковых руд на Северном Кавказе. Екатеринбург, 1916.
288. Геологическая карта Кавказа. Масштаб 1:1 000 000. Изд. Инст. геол. карты ГПУ, 1929.
289. Геологическая карта Ростовской области и Краснодарского края. Масштаб 1:1 000 000. Л., 1938.
290. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Лист К-37 (Батуми) Л., 1939.
- 290а. Геология СССР, т. X. Закавказье ч. I. Геологическое описание. 614 стр., 38 рис., 13 фото. М.-Л., 1941.
291. *Гершневский Н. П.* Вечная мерзлота в районе г. Железноводск. Метеорология и гидрология. № 7—8, стр. 182—183, Л., 1939.
292. *Герасимов А. П.* Верховья Ассы и Хевсурской Арагвы и большой Кавказский туннель. Землеведение, вып. 3—4, стр. 29, 1912.
293. *Герасимов А. П.* Геологические исследования в пределах листа Железноводск. Изв. Геол. ком., т. XXIX, стр. 119—122, 1910.
294. *Герасимов А. П.* Геологический очерк бассейна верхней Малки (Сев. Кавказ). Отчет о работах 1927—1929 гг. Труды ЦНИГРИ, вып. 62, 26 стр., 1 карта, 1936.
295. *Герасимов А. П.* Геологическое строение Минераловодского района (Сев. Кавказ). I. Бештау—Железноводск—Сухой Карамык. Труды ЦНИГРИ, вып. 30, 103 стр., 1 карта, 1935.
296. *Герасимов А. П.* Геологическое строение Минераловодского района II. Кристаллические породы северных лакколитов Пятигорья. Труды ЦНИГРИ, вып. 93, 1937.
297. *Герасимов А. П.* Геологическое строение Северного Кавказа. Сборн. „Природные богатства Северо-Кавказского края“, стр. 67—77, Пятигорск, 1935.

298. Герасимов А. П. Древние интрузии Северного Кавказа и их металлогения. Пробл. сов. геол., № 7, 1937.
299. Герасимов А. П. Жилы выполнения в юрских сланцах бассейна р. Ассы (Сев. Кавказ). Изв. Геол. ком., т. XXXVII, № 5—6, стр. 529—544, 1918.
300. Герасимов А. П. Источники Джилысу. Сборн. „Курорт Налчик и лечебные местности Кабардино-Балкарской авт. обл.“, стр. 94—118, 1929.
301. Герасимов А. П. Кавказская складчатость и вулканизм. Природа, № 3—5, стр. 59—74, 1922.
302. Герасимов А. П. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 7, стр. 919—929, 1929.
303. Герасимов А. П. Контактные измененные юрские породы в долине р. Малки (Сев. Кавказ). Изв. Геол. ком., т. XXXV, стр. 325—338, 2 табл., 1916.
304. Герасимов А. П. Краткий геологический очерк района Кавказских минеральных вод. Матер. к позн. геол. строен. Росс. империи, вып. III, стр. 1—16, 1 карта, М., 1911.
305. Герасимов А. П. Лакколиты Пятигорья и восточный склон Бештау. Экскурсия по Кавказу. Ростов — Тбилиси. Междунар. геол. конгр., XVII сессия, СССР, стр. 59—66, 1 табл., 2 рис., 1937.
306. Герасимов А. П. Минералогический состав пещла из окрестностей Налчика (Кавказ). Изв. Геол. ком., т. XXXI, № 6, стр. 429—440, 1912.
307. Герасимов А. П. Новейшие успехи в изучении геологии Кавказа. Вестн. Всес. геол.-разв. объедин., № 5—6, стр. 4—11, 1932.
308. Герасимов А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. Труды ЦНИГРИ, вып. 123, 1940.
309. Герасимов А. П. Обзор современных данных по геологии Северного Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XLVII, № 4, стр. 327—360, 1928.
310. Герасимов А. П. О геологических исследованиях в бассейнах Кумы, Лахрана и Подкумка. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1915 г. Изв. Геол. ком., т. XXXV, № 1, стр. 107—113, 1916.
311. Герасимов А. П. О геологических исследованиях в окрестностях Суворовской, в бассейнах рек Хасаута и Малки и под Эльбрусом. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1912 г. Изв. Геол. ком., т. XXXII, № 1, стр. 71—86, 1913.
312. Герасимов А. П. О геологических исследованиях в районах Бештау, Кичмалки и Эльбруса. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1910 г. Изв. Геол. ком., т. XXX, № 3, стр. 215—220, 1911.
313. Герасимов А. П. О геологических исследованиях в районах Шелудивой, Кичмалки, Хасаута и Эльбруса. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1913 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 2, стр. 36—45, 1914.
314. Герасимов А. П. О геологических исследованиях на южном склоне г. Бештау и в бассейнах рек Малки и Кичмалки. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1911 г. Изв. Геол. ком., т. XXXI, № 1, стр. 134—139, 1912.
315. Герасимов А. П. Отчет о работах 1914 г. в районе Кавказских минеральных вод. Изв. Геол. ком., т. XXXIV, стр. 89—92, 1915.
316. Герасимов А. П. Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета в 1915 г. Изв. Геол. ком., 1916 г., т. XXXV, стр. 110, 1926.
- 316а. Герасимов А. П. Об исследованиях в районе Эльбруса. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1913 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, стр. 43—45, 1914.
317. Герасимов А. П. Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета в 1917 г. Изв. Геол. ком., 1918 г., т. XXXVII, стр. 44—53, 1926.
318. Герасимов А. П. Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета в 1918 г. Изв. Геол. ком., 1919 г., т. XXXVIII, стр. 31—36, 1923.
319. Герасимов А. П. Северо-восточное подножие Эльбруса. Изв. Геол. ком., т. XXX, № 2, стр. 77—151, 1911.
320. Герасимов А. П. Селитроносные известняки Турона в бассейнах Кубани, Кумы и Малки (Сев. Кавказ). Матер. по общ. и прикл. геол., Геол. ком., вып. 45, 69 стр., 5 табл., 12 рис. и 5 табл. анализов, 1922.
321. Герасимов А. П. Следы третичной вулканической деятельности близ г. Грозного. Изв. Геол. ком., т. XXXIX, 1920 г., стр. 389—418, 1924.
322. Герасимов А. П. Стратиграфия докембрийских образований Кавказа. Стратиграфия СССР, т. I. Докембрий СССР. Геол. инст. Акад. Наук М.-Л., 1939.
323. Герасимов А. П. Тектоника, вулканические циклы и металлогения Северного Кавказа. Геология на фронте индустр., № 7—9, 1933.
324. Герасимов А. П. Исследования в районе Эльбруса. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1913 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, стр. 43—45, 1914.



325. Герасимов А. П. и Янишевский М. Э. О верхнесилурийских осадках в окрестностях Кисловодска на Кавказе. Изв. Геол. ком., т. XXXV, стр. 627—638, 1916.
326. Герке А. А. Изменчивость *Miliolina akperiana* (d'Orb.) и *Sigmoilina tschokrakensis* sp. n. в чокракско-спириталонских слоях Восточного Предкавказья. Пробл. палеонт., т. IV, стр. 292—324, 3 табл., 5 рис., 1938.
327. Глесснер М. Ф. Меловые и третичные фораминиферы Кавказа. I. Фораминиферы древнейших третичных отложений Северо-Западного Кавказа. Пробл. палеонт. Палеонт. лабор. Моск. гос. унив., т. II—III, стр. 349—410, 4 табл., 1937.
328. Глесснер М. Ф. Стратиграфия нижнего палеогена Северного и Восточного Кавказа в свете изучения микрофауны. Информ. сборн. ИГРИ, № 4, стр. 110—129, 1933 (1934).
329. Глинка Л. Д. Почвы России и прилегающих стран. 348 стр., М.-Пгр., 1923.
330. Гомев А. Д. Типы песков западной части Терско-Дагестанского массива и их хозяйственное использование. Изв. Гос. геогр. общ., I. LXII, вып. 4, стр. 463—526, 1930.
331. Голубятников Вл. Вакинский ярус в Дагестане. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. L, вып. 100, стр. 1516—1517, 1931.
332. Голубятников Вл. К вопросу о геологическом строении газоносных районов Дузлак, Хош-Мензил и Дагестанские Огни и о развитии разведочных работ на этих месторождениях. Нефт. хоз. № 10, 1930.
333. Голубятников Вл. Геологические исследования в Кайтаго-Табасаранском округе Южного Дагестана (пред. отчет). Изв. Геол. ком., т. XLIV, № 3, стр. 395—410, 1925.
334. Голубятников Вл. Геологические исследования в области третичных Южного Дагестана. Изд. Геол. ком., т. XLVI, № 8, стр. 837—860, 1927.
335. Голубятников В. Д. Геологические структуры в восточной части Апшеронских площадей, Азерб. нефт. хоз., № 2, стр. 65—68, 1933.
336. Голубятников Вл. Геологический очерк Искрибашского и Изербашского районов в связи с их возможной нефтеносностью. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 112, стр. 27—40, 1931.
337. Голубятников В. Д. Геологическое строение области третичных отложений Южного Дагестана между р. Рубас-чай и р. Самур. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 278, 44 стр., 1 табл., 2 рис., 1933.
338. Голубятников Вл. Геология и газоносность Северного Дагестана. Предгорья и равнинная часть. Труды Геол.-разв. бюро газ. местор., вып. 4, 60 стр., 1933.
339. Голубятников Вл. Геология и полезные ископаемые третичных отложений Дагестана. Труды ЦНИГРИ, вып. 13<sup>1</sup>, 1940.
340. Голубятников Вл. Губденский нефтеносный район. Труды ГПРУ, вып. 112, стр. 1—26, 1931.
341. Голубятников Вл. Дагестанские Огни и месторождения нефти в Южном Дагестане. Изд. Сов. нефт. пром. 108 стр., М.-Л., 1927.
342. Голубятников Вл. Краткий геологический очерк Уйташ-Карабудахкентского района в Дагестане. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. XLIX, № 6, стр. 769—775, 1930.
343. Голубятников Вл. К стратиграфии палеогена в Южном Дагестане. Матер. ЦНИГРИ, палеонт. и стратигр., сборн. 2, стр. 1—4, 1933.
344. Голубятников В. Д. Месторождения природных газов Дагестанской АССР. Природн. ресурсы Дагестанской АССР. СОПС. Акад. Наук, т. I, стр. 245—268, 2 рис., 1935.
345. Голубятников В. Д. Морские и речные террасы Дагестана. Труды Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода., вып. III, стр. 30—51, 1 карта, 4 рис., 1937 (1938).
346. Голубятников В. Д. Новые возможные газоносные и нефтеносные районы Южного Дагестана. Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, сборн. II, Ростов на Дону, стр. 3—14, 1 карта, 2 фото, 3 табл., 1938.
347. Голубятников В. Д. Новые данные по стратиграфии нижней юры Восточного Кавказа. Зап. Всеросс. мин. общ., I сер., ч. 69, вып. 2—3, стр. 385—394, 1940.
348. Голубятников В. Д. О возрасте угленосной серии юго-восточной части Кавказа. Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. III. Изд. Сев. Кавказск. геол. упр., 1940.
349. Голубятников В. Д. О границе меловых и третичных отложений Дагестана и о явлениях внутриформационных нарушений. Матер. ЦНИГРИ, общ. сер., сборн. 3, стр. 23—49, 2 табл., 1 карта, 1938.
350. Голубятников В. Д. О некоторых каменноугольных отложениях Южного Дагестана. Вестн. Геол. ком., № 5, стр. 23—31, 1925.
351. Голубятников Вл. О новых возможных газоносных районах в Южном Дагестане. Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер., сборн., 5, 1940.

352. *Голубятников Вл.* О фашиальной изменчивости майкопа в Дагестане. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. I, вып. 25, стр. 389—96 и Азерб. нефт. хоз., № 9—10, стр. 109—113, 1981.
353. *Голубятников Вл.* О явлениях трансгрессивного залегания на границе третичных и меловых отложений. Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер. сборн. 5, 1940.
354. *Голубятников Вл.* Природные газы Дагестана. Труды Геол.-разв. бюро газ. местор., вып. 1. 64 стр., 1932.
355. *Голубятников В. Д.* Природные газы Северо-Кавказского и Азово-Черноморского краев. Геология на фронте индустр., № 6, стр. 19—22, 1935.
356. *Голубятников Вл.* Результаты геологических исследований в области третичных отложений Дагестана между рр. Инче и Ати-су. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 8, стр. 1107—1122, 1929.
357. *Голубятников В. Д.* Соленые источники Конхидатля в Нагорном Дагестане. Сборн. ЦНИГРИ, К 45-летию научной деятельности Н. Ф. Погребова, стр. 110—115, 3 рис., 1937.
- 357а. *Голубятников В. Д.* Строительные материалы Дагестанской АССР. Природн. ресурсы Даг. АССР. СОПС Акад. Наук, т. I, стр. 269—286, 1 карта, 1 рис., 1935.
358. *Голубятников В. Д.* Третичные отложения Дагестана. Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, сборн. II, стр. 37—74, 1 табл., 2 фото, Ростов на Дону, 1938.
359. *Голубятников Вл.* Явления древних подводных оползлей и внутриформационные нарушения. Матер. ВСЕГЕИ, сборн. 7, 1946.
360. *Голубятников В. Д., Вебер В. В. и Мокринский В. В.* Объяснительная записка к листу К-39 (Ваку). Геол. карта СССР масштаба 1:1 000 000. 42 стр., Л.-М., 1940.
361. *Голубятников Н. Д. и Сергеев Е.* Газовые месторождения Дагестана (Аджиноур, Гильяр и др.) и перспективы их дальнейшей разведки. Труды НТС по гелию в 1933—1934 гг., вып. IV, стр. 71—83, 1935.
362. *Голубятников Вл. и Тимченко А.* Аджиноурское газовое месторождение в Южном Дагестане. Геология на фронте индустриализации, № 9—10, 1934.
363. *Голубятников Д. В.* Берекейская нефтеносная площадь. Изв. Геол. ком., т. XXV, № 7, стр. 361—412, 1906.
364. *Голубятников Д. В.* Геологические исследования нефтеносных площадей Кайтаго-Табасаранского округа Дагестанской области и окрестностей г. Дербента. Изв. Геол. ком., т. XXI, № 9, стр. 697—754, 1902.
365. *Голубятников Д. В.* Средиземноморские отложения Дагестана. Изв. Геол. ком., т. XXI, № 3, стр. 185—230, 1902.
366. *Гольмеев Ф.* Геологические исследования в Калмыцко-Сальских степях. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 7, стр. 1—45, 1932.
367. *Гольмеев Ф. Ф.* Геологическое строение Калмыцко-Сальских степей и перспективы района на основе работ 1932 г. Труды Сев.-Кавказск. конф. геол.-нефтян., вып. 7, стр. 27—47, 1934.
368. *Гольмеев Ф. Ф.* К вопросу о газоносности и нефтеносности Калмыцких степей. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, т. I, стр. 3—17, 1930.
369. *Гольмеев Ф. Ф.* Обзор геологического изучения и разведок в Калмыцко-Сальских степях. Труды Сев.-Кавказск. конф. геол.-нефтян., вып. 7, стр. 20—26, 1 рис., 1934.
- 3 0. *Горюнов М. С.* Газоносность и гелионосность нефтяных месторождений Кубанско-Черноморского района. Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. V, стр. 137—194, 8 рис., 2 табл., 1938.
371. *Горюнов М. С.* Газоносность Семилужской антиклинали. Природн. газы, сборн. 10, стр. 17—28, 2 рис., 1935.
372. *Гоциридзе К. С.* Породы кристаллического комплекса Абхазии в районе перевалов Сангар и Марух. СОПС, сер. Закавказ., вып. 24. Верхн. Сванетия и прилегающая часть Абхазии, 1940.
373. *Гревицкий А.* Естественно-лечебные средства курорта Талги, Дагестан. стр. 1—51, 3 рис., Махач-Кала, 1933.
374. *Гречишкин Л. А.* Геологические исследования в ландшафте „Датых“ (Черные горы). Изв. Геол. ком., т. XLVII, № 7, стр. 843—853, 1928.
375. *Гречишкин Л. А.* Краткий очерк геологического строения полосы меловых отложений между рр. Фортангой и Гехи на Северном Кавказе. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 27, 3 стр., 1 табл., 1932.
376. *Гречишкин Л. А.* О присутствии понтических отложений в Черных горах (Сев. Кавказ). Вестн. Геол. ком., т. III, № 9—10, стр. 1—3, 1928.
377. *Григорович М. Б.* Условия залегания исландского шпата в Чалинском месторождении (Сев. Кавказ). Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., ч. 67, вып. 2, стр. 278—289, 1 табл., 1 рис. 1938.

378. Григорович М. Б. и Едович И. Н. Чалыкское месторождение исландского шпата в Черкессии. Разведка недр, № 22, стр. 1—2, 1936.
379. Григорович М. Б. и Едович И. Н. Чалыкское месторождение исландского шпата в Черкессии (предв. сообщ.). Мин. сырье, № 7—8, стр. 67—69, 1 рис. 1937.
380. Григорович-Березовский Н. А. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части планшета В-3 пятиверстной карты Кавказа (Майкопский лист). Труды Азово-Черном. геол. треста, вып. 10, стр. 1—82, 1 карта, 1935.
381. Григорович-Березовский Н. А. Геологическое строение юго-западной части планшета В-3 пятиверстной карты Кавказа. Учен. зап. Ростовск. на Дону унив., вып. III, стр. 7—48, 1935.
382. Григорович-Березовский Н. А. Гидрогеологические условия Кизлярского округа. Труды Сев.-Кавказск. ассоц. научно-иссл. инст., № 4, стр. 7—11, Ростов на Дону, 1926.
383. Григорович-Березовский Н. А. Гидрогеологическое обследование Махачкалинского округа и плоскостных частей Дербентского и Самурского округов. Учен. зап. Ростовск. на Дону гос. унив., юбил. вып. в честь Григоровича-Березовского, стр. 16—36, 1939.
384. Григорович-Березовский Н. А. Гидрогеологическое районирование Ростовской области, Краснодарского и Орджоникидзевского краев. Учен. зап. Ростовск. на Дону унив., юбил. вып. в честь Григоровича-Березовского, стр. 9—11, 1939.
385. Григорович-Березовский Н. А. Горные богатства Северного Кавказа и Восточного Донбасса и план их использования. Учен. зап. Ростовск. на Дону унив., юбил. вып. в честь Григоровича-Березовского, стр. 53—83, 1939.
386. Григорович-Березовский Н. А. Краткий геологический и гидрогеологический очерк территории Манчского морского канала. Пробл. сов. геол., т. II, № 6, стр. 181—201, 1 карта, 1933.
387. Григорович-Березовский Н. А. Материалы по гидрогеологии восточной части Северного Кавказа. Труды Сев.-Кавказск. ассоц. научно-исслед. инст., № 31, 102 стр., Ростов на Дону, 1928.
388. Григорович-Березовский Н. А. Материалы по гидрогеологии передовых хребтов Дагестана. Изв. Сев.-Кавказск. гос. унив., т. IX, стр. 6—20, Ростов на Дону, 1926.
389. Григорович-Березовский Н. А. Описание фауны отложений чокрацкого горизонта Южного Дагестана. Изв. Донск. гос. унив., т. V, стр. 44—70 (отд. оттиск), 1925 и Труды Геол. муз. Акад. Наук, т. I, стр. 63—76, 1926.
390. Григорович-Березовский Н. А. Подземные воды Дагестанской АССР. Учен. зап. Ростовск. на Дону гос. унив., юбил. вып. в честь Григоровича-Березовского стр. 12—15, 1939.
391. Григорович-Березовский Н. А. Постплиоценовые морские отложения Черноморского побережья. Зап. Новоросс. общ. естеств., т. XXIV, стр. 103—122, 1902.
392. Григорович-Березовский Н. А. Постплиоценовые отложения каспийского типа в Черноморской губ. Зап. Новоросс. общ. естеств., т. XXV, стр. 60—70, 1903.
393. Григорьева О. К. О возрасте некоторых известняковых свит верхнего мезозоя в Майкопском районе. Геология на фронте индустр., № 1—3, стр. 36—39, 1 рис., 1935.
394. Григорьева О. К. Фауна аммонитов нижнего валаджина из бассейна р. Белой на северном склоне Кавказа (Майкопский район). Матер. по геол. и полезн. ископ. Азово-Черном. геол. треста, сборн. I, стр. 83—122, 7 табл., 13 рис., 1938.
395. Гритчин Д. И. О нефтеносности Абдзехско-Тульского района (Краснодарский край). Нефт. хоз., № 11, стр. 10—13, 1938.
396. Громов В. И. Материалы к изучению террас р. Терек между Орджоникидзе и Моздоком. Труды Инст. геол. наук Акад. Наук, вып. 33, геол. сер., № 10, стр. 17—35, 17 рис., 1940.
397. Громов В. И. Новые данные о четвертичных и верхнетретичных мелкоплатящих Северного Кавказа. Труды Сов. секц. INQUA, вып. 1, стр. 39—47, 11 рис., 1 табл., 1937.
398. Громов Л. В. Тырнауаское месторождение молибдена и сурьмы. Разведка недр, № 1, стр. 20—22, 2 рис., 1936.
399. Грушевой В. Г. Интрузивные породы Армянской ССР (северная часть Армении и соседний район Грузии). Труды Груз. геол. упр., вып. II, "Интрузивы Закавказья", 1941.
400. Грушевой В. Г. Интрузивные породы Зангезура (Армения) и связь с ними оруденения. Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер., сборн. 5, 1940.
401. Грушевой В. Г. Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР и восточной Нахичеванской

- СССР. Труды Груз. геол. упр., вып. II, „Интрузивы Закавказья“, 1941.
402. *Губкин И. М.* Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Листы Анапско-Раевский и Темрюкско-Гостогоаевский. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 115, 202 стр., 1915.
403. *Губкин И. М.* Заметки о возрасте слоев с *Elasmotherium* и *Elephas* на Таманском полуострове. Изв. Акад. Наук, стр. 587—90, 1914.
404. *Губкин И. М.* К вопросу о геологическом строении средней части Нефтяно-Ширванского месторождения нефти. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 88, 95 стр., 1913.
405. *Губкин И. М.* Майкопский нефтеносный район. Нефтяно-Ширванская нефтеносная площадь. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 78, 169 стр., 1912.
406. *Губкин И. М.* Об апшероне на Сулаке. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1914 г. Изв. Геол. Ком., т. XXXIV, стр. 7—9, 1915.
407. *Губкин И. М.* Обзор геологических образований Таманского полуострова (предв. отчет). Изв. Геол. ком., т. XXXII, № 8, стр. 803—859, 1913.
408. *Губкин И. М.* Отчет о командировке. Отчет о деятельн. Акад. Наук СССР за 1929 г., т. II, стр. 78—79, 1930.
409. *Губкин И. М.* Проблема аччагыльских отложений в свете последних исследований. Изд. Акад. Наук, 38 стр., 1931.
410. *Губкин И. М.* и *Варенцов М. И.* Геология нефтяных и газовых месторождений Таманского полуострова и ближайшие задачи разведки на газ в пределах Таманского полуострова. Природн. газы, сборн. 7, стр. 90—125, 1933.
- 410а. *Губкин И. М.* и *Варенцов М. И.* Геология нефтяных и газовых месторождений Таманского полуострова и ближайшие задачи разведки на нефть и газ в пределах Таманского полуострова. 188 стр., Баку, 1934.
411. *Гуров А. В.* К геологии Харьковской и Екатеринославской губерний. Труды Общ. испыт. прир. при Харьковск. унив., т. XVI, 1—446 стр., 1883.
412. *Давиташвили Л. Ш.* Мэотический ярус. Труды Гос. исслед. нефт. инст., вып. 9, 1930.
413. *Давиташвили Л. Ш.* Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской провинции. Гос. научно-техн. изд., 1933.
414. *Давиташвили Л. Ш.* Сарматский ярус. Труды Гос. исслед. нефт. инст., вып. 5, 1932.
415. *Давыдов Л. Е.* (редакт.) Справочник по водным ресурсам СССР. Северный Кавказ. Библиогр. указ., Гидрол. инст., т. X, прилож., 190 стр., Л.-М., 1937.
416. *Дайжес И. Т.* Новые находки редких металлов на Северном Кавказе. Пробл. сов. геол., т. VII, № 5—6, стр. 475—477, 1937.
417. *Данилевский Н. Я.* Извлечение из письма о результатах поездки на Маныч. Зап. Русск. геогр. общ. по общей геогр., т. II, стр. 139—180, СПб., 1869.
418. *Данилевский Н. Я.* Исследования о Кубанской дельте. Зап. Русск. геогр. общ. по общей геогр. т. II, 123 стр., 1 карта, 1869.
419. *Данов А. В.* и *Колесников В. П.* Геологическая карта центральной части Армавирского отдела (Кубанской обл.). Изв. Геол. ком., т. XLV, № 9, стр. 971—985, 1926.
420. *Даньшин Б. М.* Понтические отложения в Ставрополье у Ставрополя. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. II (№ 1—2), 1923—1924.
421. *Давали М. Ф.* Отчет по гидрогеологическим работам в Алханчуртской долине в 1927 г. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 67, 65 стр., 1931.
422. *Давали М. Ф., Лебедев Г. А., Никитюк Л. А.* Геологические и гидрогеологические исследования Краснодарского полуострова. Труды ВГРО, вып. 179, 155 стр., 2 карты, 11 табл., 1932.
423. *Двойченко П.* Геологическая история Крыма. Зап. Крымск. общ. естеств., т. VIII, 1925.
424. *Дембо Т. М.* К геологии и петрологии гранитов Главного Кавказского хребта и древних метаморфических пород в веховых рр. Кубани. Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., ч. LXVI, № 4, стр. 731—756, 3 табл., 2 рис., 1937.
425. *Демьяненко В. А., Ершов П. П.* Итоги работ Сочинской оползневой станции и пути дальнейшего развития борьбы с оползнями. Сов. геол., т. IX, № 10—11, стр. 138—140, 1939.
426. *Дергач В. М.* О месторождениях серебро-свинцовых и цинковых руд в Горной Осетии и Дигории. Изв. Геол. ком., т. XXXVI, № 2, стр. 725—768, 1917.
427. *Динник Н. Я.* Верховья Большой Лабы и перевал Нагеркер. Изв. Кавказск. отд. ИРГО, т. XVIII, стр. 1—32, 1908.
428. *Динник Н. Я.* Оштен и окружающие его части Кубанской области. Зап. Кавказск. отд. ИРГО, т. XVI, стр. 357—421, 1894.
429. *Динник Н. Я.* Современные и древние ледники Кавказа. Зап. Кавказск. отд. ИРГО, т. XIV, вып. 1, стр. 282—417, 1890.

430. *Добровольский П. Г.* Кварцевые пески Благоевщенской гряды на Кубани — возможное сырье для стекольных заводов Северного Кавказа. *Керамика и стекло*, № 1, стр. 27—29, 1 рис., 1930.
431. *Додин А. Л.* Интрузивные породы бассейна р. Киччай. *Труды Груз. геол. упр.*, вып. 11, „Интрузивы Закавказья“, 1941.
432. *Докторович-Гребницкий С. А.* Заметка о меловых отложениях Черноморского побережья Кавказа. *Изв. Геол. ком.*, т. XXXII, № 7, стр. 675—687, 1913.
433. *Докучаев В. В.* Предварительный отчет об исследованиях на Кавказе летом 1899 г. *Тифлис*, 32 стр., 1900.
434. *Докучаев В. В.* Русский чернозем. 376 стр., СПб., 1883.
435. *Доладунин А. И.* Природные газы Грозненского района. *Природн. газы СССР*. Изд. Ком. по химизац. нар. хоз. СССР, вып. 18, стр. 1—14, 1933.
436. *Долицкий В.* Геологические исследования в Инчхойском нефтеносном районе (Сев. Дагестан). *Азерб. нефт. хоз.*, № 11, стр. 22—33, 1929.
437. *Долицкий В. А.* Фораминиферовые слои Терек-Сулакского района. *Азерб. нефт. хоз.*, № 5, стр. 44—51, 1929.
438. *Долицкий В. А.* Замечание по докладу Н. Ю. Успенской на 1-й конф. нефтян., Груды Сев.-Кавказск. конф. геол.-нефтян., 1931 г., вып. 1, стр. 33, *Акад. Наук*, Л., 1933.
439. *Домарев В. С.* Садонское серебро-свинцово-цинковое месторождение. *Труды ГГРУ*, вып. 10, 63 стр., 1930.
440. *Дробышев Д. В.* Газоносность и геологические условия Нагорного Дагестана. *Труды НТС по геол. в 1933—1934 гг.*, вып. IV, ст. 84—91, 1935.
441. *Дробышев Д. В.* Геологическое строение Дагестанской АССР и ее полезные ископаемые (тезисы доклада). *Матер. I Конф. по науч. произв. сил Даг. АССР*, СОПС Акад. Наук, вып. 2, стр. 20—26, 1934.
442. *Дробышев Д. В.* Геологическое строение Дагестанской АССР и ее полезные ископаемые. *Природн. ресурсы Даг. АССР*, СОПС Акад. Наук, т. I, стр. 13—31, 1 карта, 1935.
443. *Дробышев Д. В.* Геологическое строение южного участка Дагестанского пересечения Кавказского хребта. *Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа*, вып. I, 1938.
444. *Дробышев Д. В.* Геологическое строение района от р. Чирах-чай до Самура в Южном Дагестане. *Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа*, вып. IV, 1939.
445. *Дробышев Д. В.* Гипс в Дагестанской АССР. *Природн. ресурсы Даг. АССР*. СОПС Акад. Наук, т. I, стр. 106—119, 1935.
446. *Дробышев Д. В.* К вопросу о генезисе месторождений серы Горного Дагестана. *Матер. по общ. и прикл. геол.*, вып. 152, 2 табл., 44 стр. 1930.
447. *Дробышев Д. В.* Лейас Дагестана. *Матер. ЦНИГРИ*, палеонт. и стратигр. сборн. 2, стр. 17—24, 1933.
448. *Дробышев Д. В.* Об ископаемых углях Северного Дагестана. *Изв. Геол. ком.*, т. XLVI, № 6, стр. 571—589, 1927.
449. *Дробышев Д. В.* От Самура до Главного хребта и зона Шах-дага. *Труды Нефт. геол.-разв. инст.*, сер. А, вып. 111, стр. 1—43, 2 рис., 4 табл., 1939.
450. *Дробышев Д. В.* Очерк месторождений гипса в Дагестане. *Изв. ГГРУ*, т. I, вып. 22, стр. 347—361, 1 карта, 1931.
451. *Дробышев Д. В.* Предварительный отчет о геологических работах 1925—1927 гг. по Дагестанскому пересечению Кавказского хребта. *Изв. Геол. ком.*, т. XLVIII, № 1, стр. 931—962, 1929.
452. *Дробышев Д. В.* Притоки Сулака. *Материалы по исследованию рек Северного Дагестана для гидроэлектросиловых установок*. *Труды ГГРУ*, вып. 77, 54 стр., 6 карт, 3 табл., 2 рис., 1931.
453. *Дробышев Д. В.* Северо-Восточный склон Сала-тау и Черкейская котловина. *Изв. Геол. ком.*, т. XLIV, № 4, стр. 497—506, 1923.
454. *Дробышев Д. В.* Уголь и горючие сланцы в Дагестанской АССР. *Природн. ресурсы Даг. АССР*. СОПС Акад. Наук, т. I, стр. 205—219, 4 рис., 1935.
455. *Дробышев Д. В.* Хребет Лес в Дагестанском округе Дагестана (геологическое описание района и обзор полезных ископаемых). *Труды ГГРУ*, вып. 86, 48 стр., 1 карта, 2 табл., 6 рис., 1931.
456. *Дубянский В. В.* Заметка о новой вулканической области в долине р. Баксана. *Изв. Варшавск. политехн. инст.*, вып. I, 1913.
457. *Дубянский В. В.* К геологии Центрального Кавказа. *Зап. Кавказск. отд. ИРГО*, кн. XXV, стр. 1—22, 1906.
458. *Дубянский В. В.* К геологии Центрального Кавказа. *Изв. Кавказск. отд. ИРГО*, кн. XXII, стр. 89—104, 1914.
459. *Дубянский В. В.* К петрографии Эльбруса (породы южных склонов в области фирновых полей). *Изв. Варшавск. политехн. инст.*, вып. III,

- стр. 1—156, 1913, вып. II, стр. XVI + 155—489, 1914.
460. *Думитрашко М. Н.* и *Каманин Л. Г.* Междуречье Калауса и Кумы. Исслед. подземн. вод СССР, вып. 3, стр. 5—90, 1932.
461. *Дьяконова-Савельева Е. Н.* Общий обзор работ экспедиции в районе Большой и Малой Лабы. СОПС и Петрогр. инст. Акад. Наук, сер. Северокавказск., вып. 1, стр. 1—10, 1936.
462. *Дьяконова-Савельева Е. Н.* Петрографический очерк района развития красноцветной толщи по среднему течению Большой Лабы и верховьям Урупа на Северном Кавказе. СОПС и Петрогр. инст. Акад. Наук, стр. 11—50, 2 табл., 1 карта, 1936.
463. *Елоров А. С.* Месторождения каменных углей по реке Чегему в Кабардино-Балкарии. Геология на фронте индустр., № 5, стр. 13—16, 3 рис., 1933.
464. *Елин Н. Д.* Брагуны (Северный Кавказ). Грозненск. нефтяник, № 1—2, стр. 27—33, 1 карта, 1 рис., 1936.
465. *Елин Н. Д.* Гора Горская (Северный Кавказ). Грозненск. нефтяник, № 5, стр. 10—19, рис. 1—11, 1937.
466. *Елин Н. Д.* К проекту разведки Эльдаровской возвышенности и района горы Орляной. Грозненск. нефтяник, № 3—4, стр. 30—34, 4 рис., 1935.
467. *Елин Н. Д.* Разведка Хиян-Кортковского участка восточной части Терского хребта. Грозненск. нефтяник, № 6, стр. 17—21, 3 рис., 1937.
468. *Елин Н. Д.* Разведка Эльдаровской возвышенности и горы Орляной. Нефт. хоз., № 1, стр. 22—26, 4 рис., 1936.
469. *Ендржеевский А. И.* По современным и древним ледникам Дигории. Ежег. Росс. горн. общ. за 1904 г., стр. 94—149, М., 1906.
470. *Ершов А. Д.* О характере предкелловейских тектонических движений на Северном Кавказе. Сов. геол., № 2—3, стр. 29—34, 1940.
471. *Ефремов Г. М.* Варит месторождения Джалан-кол на Северном Кавказе. Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., ч. LXVIII, вып. 4, стр. 615—621, 5 рис., 1939.
472. *Ефремов Г. М.* Геолого-минералогический очерк арсенипиритового месторождения Куопарты на Северном Кавказе. Изв. Новочерк. индустр. инст., т. V, стр. 71—100, 13 рис., 1939.
473. *Ефремов Г. М.* Два типа гранитоидов Главного хребта Кавказа и особенности их металлогения. Сов. геол., № 2, стр. 27—37, 1941.
474. *Ефремов Г. М.* К вопросу о возрасте некоторых неинтрузий Северо-Западного Кавказа. Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. III, стр. 67—75, 6 рис., 1 карта, 1938.
475. *Ефремов Г. М.* Краткий геологический очерк района верховьев рек Шаха и Сочи. Изв. Новочерк. индустр. инст., стр. 7—21, 1940.
476. *Ефремов Г. М.* Краткий геолого-петрографический очерк и металлогения Восточной Балкарии (на Северном Кавказе). Изд. Азово-Черном. геол. трест, стр. 1—109, 9 рис., 25 табл., Ростов на Дону, 1937.
477. *Ефремов Г. М.* Материалы к петрографии верховьев рек Шахе и Белой (кембрий и докембрий). Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. III, стр. 101—130, 7 рис., 1 карта, 1938.
478. *Ефремов Г. М.* Материалы к петрографии района верховьев рек Шахе и Белой на Северо-Западном Кавказе. Изв. Новочерк. индустр. инст., т. 1, стр. 11—25, 1941.
479. *Ефремов Г. М.* Месторождения цветных и редких металлов горной части Азово-Черноморья. Геология на фронте индустр., № 4—5, стр. 37—46, 1936.
480. *Ефремов Г. М.* О взаимоотношении докембрия и нижнего палеозоя на Северном Кавказе. Научно-техн. сессия по итогам научно-исслед. работ 1940 г. (тезисы докл.) Новочерк. индустр. инст., 1941.
481. *Ефремов Г. М.* О возрасте древнейших интрузий Северного Кавказа. Научно-техн. сессия по итогам научно-исслед. работ 1940 г. (тезисы докл.) Новочерк. индустр. инст., 1941.
482. *Ефремов Г. М.* О природе каликатрового полевого шпата в палеозойских интрузиях Северного Кавказа. Изв. Акад. Наук, сер. геол., № 3, стр. 116—125, 1939.
483. *Ефремов Н. Е.* Бариты Карачая. Мин. сырье, № 2, стр. 7—20, 2 рис., 1938.
484. *Ефремов Н. Е.* Гипербазитовая формация Северного Кавказа. Сов. геол., № 10, стр. 111—114, 1940.
485. *Ефремов Н. Е.* К вопросу о возрасте серпентинитов Кавказского хребта. Докл. Акад. Наук СССР, т. 25, № 5, стр. 407—410, 1939.
486. *Ефремов Н. Е.* К изучению серпентинитового пояса Северного Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, № 1, стр. 107—129, 1938.
487. *Ефремов Н. Е.* Лабинский марганец и пути его промышленного использования. Сов. геол., № 12, стр. 66—76, 1938.
488. *Ефремов Н. Е.* Месторождения железной охры в районе горы Бештау

- на Северном Кавказе. Мин. сырье, год X, № 7, стр. 24—30, 1935.
489. *Ефремов Н. Е.* Месторождение хризол-асбеста на р. Большой Лабе (Азово-Черноморский край). Мин. сырье, год XI, № 11, стр. 8—17, 5 рис., 1936.
490. *Ефремов Н. Е.* О зональности в распространении ультрабазитов Кавказского хребта. Докл. Акад. Наук, т. XXIV, № 5, стр. 450—453, 1939.
491. *Ефремов Н. Е.* О материнской магне серпентинитов района горы Тхач на северном Кавказе. Труды Петрогр. инст. Акад. Наук, вып. 7—8, стр. 129—134, 1936.
492. *Ефремов Н. Е.* О некоторых геохимических особенностях серпентинитов Северного Кавказа. Докл. Акад. Наук, т. XXVIII, № 4, 1940.
493. *Ефремов Н. Е.* Серпентиниты Азовско-Черноморского края. Изв. Ростовск. научно-исслед. инст. прикл. химии, кн. 1, стр. 25—36, 1935.
494. *Ефремов Н. Е.* Серпентиниты Бедена — мощная сырьевая база огнеупорной промышленности Юга. Огнеупоры, № 12, стр. 764—768, М.-Л., 1939.
495. *Ефремов Н. Е.* Серпентиниты Карачая. Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. 8, стр. 3—74, 2 табл., 1940.
496. *Ефремов Н. Е.* Серпентиниты Северного Кавказа в связи с вопросом их комплексного использования. Сов. геол., т. VIII, № 7, стр. 53—63, 2 рис., 1938.
497. *Ефремов Н. Е.* Тальк и тальковый камень в районе р. Черной (Уруптен) на Северном Кавказе. Мин. сырье, год X, № 6, стр. 26—32, 3 рис., 1935.
498. *Ефремов Н. Е.* Церматтиты и швейцериты из района рек Бескеса и Мошевой в Азово-Черноморском крае. Зап. Всеросс. мин. общ., сер. II, ч. LXV, № 4, стр. 685—694, 1937.
499. *Жижченко Б. П.* Миоценовые моллюски Восточного Предкавказья. Труды Нефт. геол.-разв. инст. сер. А, вып. 38, стр. 1—92, 9 табл., 1934.
500. *Жижченко Б. П., Колесников В. П. и Эбертин А. Г.* Неоген СССР. Стратиграфия СССР, т. XII, стр. 1—687, 1940.
501. *Жуков М. М.* Объяснительная записка к листу L-38 (Элиста). Дополнения А. П. Герасимова и А. Л. Рейнгарда. Геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000, 23 стр., Л.-М., 1941.
502. *Жуков М. М.* Геоморфология Северо-Западного Прикаспия. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. XV, вып. 3, стр. 169—186, 3 рис., 1937.
503. *Жуков М. М.* Стратиграфия четвертичных отложений и геоморфология района восточного спуска Маньчского водного пути. Труды МГРИ, т. XII, стр. 112—119, 1 рис., 1938.
504. *Забаринский П. П.* К вопросу о возрасте дизъюнктивных дислокаций Терского хребта. Грозненск. нефтяник, № 11—12, стр. 41—44, 4 рис., 1937.
505. *Забаринский П. П.* К вопросу о механизме образования надвигов в Эльдаровской антиклинали. Грозненск. нефтяник, № 8, стр. 34—35, 2 рис., 1936.
506. *Забаринский П. П.* О четвертичных движениях в Терском хребте (Али-юртовский участок). Грозненск. нефтяник, № 3, стр. 27—31, 4 рис., 1937.
507. *Забаринский П. П.* Геологическое строение и возможная нефтеносность Али-юртовского брахантиклинального поднятия (Терский хребет). Грозненск. нефтяник, № 4, стр. 27—30, 5 рис., 1937.
508. *Залеский В. М.* Инженерно-геологические условия строительства нового краевого центра на Северном Кавказе. Геология на фронте индустр., № 7—8, стр. 49—54, 1 рис., 1935.
509. *Залеский В. М.* Инженерно-геологические исследования на р. Белой под проектируемые гидростанции. Геология на фронте индустр., № 7, стр. 16—20, 1935.
- 509 а. *Залеский М. Д. и Чиркова Е. Ф.* Палеоботанические исследования в верхнем карбоне Донецкого бассейна и деление этого карбона на основании ископаемой флоры. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 275, стр. 19—28, 1933.
510. *Залеский М. Д.* Каменноугольная флора Северного Кавказа. Изд. ГГУ in 4°, стр. 1—22, 11 табл., 1934.
- 510 а. *Залеский М. Д.* О каменноугольной флоре, открытой В. Н. Робинсоном и И. И. Никищичем на Северном Кавказе. Изв. Акад. Наук, стр. 1413—1418, 1916.
511. *Заторницкий А. Я.* Об исследовании юрских и меловых отложений между рр. Кубанью и Урупом. Отчет о сост. и деятел. Геол. ком. в 1917 г. Изв. Геол. ком., т. XXXVII, № 1, стр. 53—57, 1918.
512. *Заторницкий А. Я.* Среднеюрские глины по р. Кубани. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 5, стр. 525—558, 2 табл., 1 рис., 1914.
513. *Заторницкий А. Я.* Неокомские отложения Кисловодска. Труды

- Общ. опыт. прир. при Харьковск. унив., т. XIV, стр. 15—19, 1912.
514. *Затоковенко В. А.* Основные черты петрологии интрузивного комплекса района горы Ятыргварты на Северном Кавказе. Докл. Акад. Наук, т. XXXII, № 9, 1941.
- 514а. *Затоковенко В. А.* Петрология интрузивного комплекса района горы Ятыргварта на Северном Кавказе. Тезисы к диссертации на соискание учен. степ. канд. геол.-минер. наук. Ленингр. гос. унив., 1941.
515. *Затоковенко В. А.* Основные черты геологии интрузивного комплекса района горы Ятыргварты на Северном Кавказе. Докл. Акад. Наук СССР, т. XXXII, № 4, стр. 270—272, 1941.
516. *Захаров С. А., Ишменецкий И. З., Орлов М.* Краткий почвенно-географический очерк Ставропольской губернии. Ставрополь, 1914.
517. *Захаров С. А.* О почвенных областях и зонах Кавказа. Сборн. в честь Анучина, стр. 557—584, М., 1913.
518. *Золотницкий Е. С.* Мезозойские отложения по Эльбурскому маршруту Кабардино-Валкарской автономной области в связи с вопросами их нефтеносности. Грозненск. нефтяник, № 3—4, стр. 34—41, 2 рис., 1935.
519. *Золотницкий Е. С.* Караганские слои Бенойского района, Грозненск. нефтяник, № 11—12, стр. 26—34, 8 рис., 1935.
520. *Зубашенко М. А.* Карстовые явления в верхнеюрских гипсах на северном склоне Западного Кавказа (предв. сообщ.). Изв. Воронежск. гос. педагог. инст., т. IV, стр. 117—129, 5 рис., 1 карта, 1938.
521. *Зыков П. И.* Геолого-петрографическая характеристика отложений Гяуртаптинской серни в Дагестане. Учен. зап. Ростовск. на Дону гос. унив., вып. X, стр. 155—176, 1 рис., 1937.
522. *Иванова З., Питковская Ц. и Федоров В.* К петрографии средиземноморских отложений Северного Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, отд. матем. и естествозн., № 6, стр. 1037—1070, 14 рис., 1937.
523. *Иванов А. П.* О некоторых геологических наблюдениях у Грозного (Терек. обл.). Проток. Общ. естеств. при Юрьевском унив., т. XIV, вып. 1, стр. 47—50, Юрьев, 1904 (1905).
524. *Иванов А. П.* Геологическое строение Береккой-Каякентской нефтеносной площади. Труды Бакинск. техн. общ., вып. 4, стр. 79—92 и вып. 5, стр. 80—88, 1905; вып. 6—7, стр. 1—34 и вып. 8/9, стр. 1—26, 1906.
525. *Иванов А. П.* Предварительный отчет о результатах геологических и гидрогеологических исследований, проведенных в Ставропольской губернии летом 1914 г. Докл. Ставроп. земск. управы, стр. 37—49, 1915.
526. *Иванов Д. Л.* Исследования в Ставропольской губернии, произведенные в 1885 г. Горн. журн., т. III, стр. 91—100, 1886.
527. *Иванов Д. Л.* Исследования в Ставропольской губернии в 1886 г. Горн. журн., т. II, стр. 452—475, СПб., 1887.
528. *Иванов Д. Л.* Маныч и прилежащие степи Кавказа. Изв. Русск. геогр. общ., т. XXIII, стр. 319—343, СПб., 1887.
529. *Иванов Д. Л.* Предварительный отчет по геологическим исследованиям Ставропольской губернии. Изв. Геол. ком., т. V, стр. 329—352, 1886.
530. *Иванчук П. К.* К стратиграфии майкопской толщи Кубани. Нефт. хоз., № 11, стр. 35—38, 5 рис., 1934.
531. *Иванчук П. К.* Отчет о работах 1932 г. Отчет о сост. и деятельности. Нефт. геол.-разв. инст. за 1932 г. стр. 38, Л., 1934.
532. *Иванчин-Писарев А. А.* Общая топографическая и геологическая характеристика окрестностей озер Калиновского, Сергиевского близ с. Донской балки и Сенгилеевского. Гидрогеол. отд. Ставроп. губ. земства. Ставрополь, 1918.
533. *Иванчук П. К. и Ульянов А. В.* Проблемы меловой нефти в Азово-Черноморском крае. Нефт. хоз., т. XXIX, № 9, стр. 20—22; № 10, стр. 23—27, 2 рис., 1935.
534. *Иващенко Я. Г.* О газоносности Дузлака в связи с появлением нового выхода газа. Природн. газы, сборн. 11, стр. 98—104, 1 рис., 1936.
535. *Иващенко Я. Г. и Падалька Е. А.* Минеральные подобромные воды Южного Дагестана. Природн. ресурсы Даг. АССР. СОПС. Акад. Наук, т. I, стр. 171—204, 2 табл., 3 рис., 1935.
536. *Иващенко Я. Г. и Падалька Е. А.* Новое месторождение газа в Южном Дагестане. Азерб. нефт. хоз., № 11—12, стр. 38—44, 2 рис., 1934.
537. *Иваченко П. И.* Обзорное описание геологического строения Черноморского округа. Сборн. „Черноморский округ и его производительные силы“, т. 1, 1923.
538. *Иваченко П. И. и Константинов С. В.* Перспективы цементной промышленности Кубано-Черноморья. По-



- верхн. и недра, т. IV, № 2, стр. 6—11, 1 рис., 1926.
539. *Иванович Н. К.* О проблеме обводнения Ставрополя. Разведка недр, № 12, стр. 19—22, 1938.
540. *Иванович Н. К., Палей П. Н. и Славянов Н. Н.* Гидрогеологическое описание района Псекупских минеральных источников. Труды ГГРУ, вып. 102, 163 стр., 2 табл., 44 рис., 1932.
541. *Ивантеев Н. А.* Геолого-петрографический очерк района р. Малой Лабы и ее притоков Маркопиджа и Уруштена (Черной) на Северном Кавказе. СОПС и Петрогр. инст. Акад. Наук, сер. северокавказск., вып. 1, стр. 95—150, 2 табл., 1 карта, 9 рис., 1936.
542. *Ильин С. И.* Геологические исследования в Гурийском нефтеносном районе. Предв. отчет о работах 1927 г., Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 3, стр. 351—368, 1929.
543. *Ильин С. И.* Некоторые представители рода *Macrocephalites* из келловеев Северного Кавказа. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. LI, вып. 94, стр. 1431—1446, 2 табл., 1932.
544. *Ильин С. И.* Новые данные о плиоцене Гурии. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. XLIX, № 4, стр. 463—471, 1930.
545. *Ильин С. И.* О плиоцене Гурии. Вестн. Геол. ком., т. IV, стр. 10—14, 1929.
546. *Ильинский В. П., Клебанов Г. С. и Зарудский Л. М.* Минеральные соли Дагестанской АССР. Природн. ресурсы Даг. АССР. СОПС Акад. Наук, т. I, стр. 159—170, 1935.
547. *Иностранцев А. А.* Через Главный Кавказский хребет. Геол. исслед. предполагаемого железнодорожного пути через Архотский перевал между Владикавказом и Тифлисом. 250 стр., СПб., 1896.
548. *Ицкисон М. И.* Андалузитсодержащие вторичные кварциты в Дагории. Сов. геол., № 19, стр. 90—91, 1939.
549. *Ицкисон М. И.* Андалузитсодержащие контактово-метаморфические породы с ледников Сангути-дон и Кайсар (Северный Кавказ) Зап. мин. общ., ч. LXVIII, № 2, стр. 229—246, 4 рис., 1939.
550. *Ицкисон М. И.* Геологический очерк Восточной Дигории (Сев. Кавказ). Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер., сборн. 6, 1940.
551. *Ицкисон М. И.* Гранитоидные породы Восточной Дигории (Центр. Кавказ). Труды ВСЕГЕИ, вып. 132, 1941.
552. *Ицкисон М. И.* Двойник андалузита из контактово-метасоматических пород ледника Сангути-дон (Сев. Кавказ). Изв. Акад. Наук, сер. геол., вып. 2, стр. 125—129, 2 рис., 1940.
553. *Ицкисон М. И.* К вопросу о дронных гранитоидах Дигории (Сев. Кавказ). Зап. Всеросс. мин. общ., 2 сер., ч. LXIX, № 2—3, стр. 260—275, 1940.
554. *Казанский П. А.* Материалы к изучению фауны юрских отложений Дагестана. Изв. Томск. технол. инст., т. XVI, № 4, стр. 1—116, 3 табл., 1910.
555. *Казанский П. А.* Описание коллекции головоногих из меловых отложений Дагестана. Изв. Томск. технол. инст., т. XXXII, стр. 1—198, 1913 (1914).
556. *Казмина Т. И.* Геохимическое исследование майкопских и хадумских отложений Хадыженского и Нефтяно-Ширванского месторождений. Труды НГРИ, сер. А, вып. 104, стр. 115—127, 1 табл., 1938.
557. *Калицкий Е. П.* Геологические исследования в окрестностях г. Петровска Дагестанской обл., произведенные в 1901 г. Изв. Геол. ком., т. XXI, № 9, стр. 671—696, 1902.
558. *Калицкий Е.* Геологические исследования в окрестностях г. Темир-Хан-Шуры, произведенные в 1902 г. Изв. Геол. ком., т. XXII, № 1, стр. 33—64, 1903.
559. *Калицкий Е. П.* Грозненский нефтеносный район. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 24, 40 стр., 1906.
560. Каменный уголь. Угли северного склона Кавказской горной цепи. Угли юрского возраста. Справ. по полезн. ископ. Сев.-Кавказск. края, стр. 179—197. Ростов на Дону, 1933.
561. *Каракаш Н. И.* Геологические наблюдения по долинам рек Уруха, Ардона, Малки, Кичмалки и в окрестностях Кисловодска. Труды СПб общ. естеств., отд. геол. и минерал., т. XXIV, стр. 1—28, 2 рис., 1896.
562. *Каракаш Н. И.* Геологический очерк долины р. Мзымты Черноморской губ. Труды Геол. муз. Акад. Наук, т. VII, вып. 4, стр. 119—180, 1 карта, 15 рис., 1913.
563. *Каракаш Н. И.* Заметка о геологии Кубани. Дневник IX съезда естеств. и врачей в Москве, № 7, стр. 29—30, 1894.
564. *Каракаш Н. И.* Меловые отложения северного склона Главного Кавказского хребта и их фауна. 205 стр., 8 табл., 8 рис., СПб., 1891.
565. *Карк И. и Линдстрон Н.* Железные руды Тамани. Матер. по геол. Кубанского края. Труды Совета об-след. и изуч. Кубанск. края, т. VI,

- вып. I, стр. 1—35, Екатеринбург — Армавир, 1919.
566. Каталог Геогностического музея при Кавказских минеральных водах в Пятигорске, собранный и приведенный в систематический порядок Фр. Байерном в 1866 г., Пятигорск, 1866.
567. *Кеитжа С.* Существуют ли отложения сарматского яруса на Апшеронском полуострове? Горн. журн., т. II, стр. 449—491, 1899.
568. *Келлер Б. М.* Верхнемеловой флиш на Западном Кавказе. Труды Инст. геол. наук, Акад. Наук, сер. геол., вып. 42, № 12, стр. 21—27, 1940.
569. *Келлер Б. М.* Изучение микрофауны по разрезам верхнего мела. Отчет о деятельности НГРИ за 1936 г., стр. 14, Л.-М., 1939.
570. *Келлер Б. М.* Сопоставление верхнемеловых отложений Восточной Мексики и Западного Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, отд. матем. и естеств. наук, сер. геол., № 5, стр. 825—838, 1937.
571. *Келлер Б. М.* Стратиграфия верхнемеловых отложений Западного Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, отд. матем. и естеств. наук, сер. геол., № 5, стр. 619—656, 4 рис., 1936.
572. *Келлер Б. М.* Фораминиферы верхнемеловых отложений СССР. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 116, стр. 7—28, 2 табл., 1939.
573. *Келлер Б. М.* и *Меннер В. В.* Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. XX (1—2), 1945.
574. *Келлер Б. М.* и *Ульянов А. В.* Новые данные по стратиграфии и нефтеносности Сочинского района. Нефт. хоз., № 9, стр. 58—61, 1937.
575. *Керкис Е. Е.* Инженерно-геологические исследования на р. Сулак в Северном Дагестане. Методика опытных работ на фильтрации в трещиноватых породах. Труды ЦНИГРИ, вып. 40, стр. 1—154, 9 табл., 6 рис., 1936.
576. *Кисляков Б. А.* Большой Карачай — район, тяготеющий к городу Миколян-Шахару и далее к Баталпашинску, а через него — к Северо-Кавказской железной дороге (о каменных углях). Геология на фронте индустр., № 1—3, стр. 47—51, 1934.
577. *Кичанов А. П.* Геологическое описание планшета М-37-143-Б и восточной части планшета М-37-143-А. Бассейн р. Быстрой. Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. VI, стр. 35—54, 1 карта, Ростов на Дону, 1938.
578. *Кобилев А. Г.* Амфиболиты бассейна р. Большой Лабы (Сев. Кавказ). Изв. Новочерк. индустр. инст., т. V, стр. 3—24, 10 рис., 1939.
579. *Кобилев А. Г.* Амфиболиты р. Большой Лабы (Сев. Кавказ). Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. V, стр. 17—42, 16 рис., 1938.
580. *Кобилев А. Г.* Геолого-петрографический очерк верховьев Большой Лабы (область перевалов). СОПС и Петрогр. инст. Акад. Наук, вып. I, стр. 211—244, 1936.
581. *Кобилев А. Г.* К вопросу о поисках редких элементов на Северо-Западном Кавказе. Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. V, стр. 3—16, 1938.
582. *Кобилев А. Г.* К металлогении бассейнов рек Лабы и Белой. Геология на фронте индустр., № 4—5, стр. 24—33, 1936.
583. *Кобилев А. Г.* К минералогии Лабинского мышьяково-сурьмяно-никелевого месторождения. Геология на фронте индустр., № 9, стр. 11—16, 8 рис., 1936.
584. *Кобилев А. Г.* Некоторые редкие металлы Северо-Западного Кавказа. Сов. геол., № 7, стр. 120—123, 1940.
585. *Кобилев А. Г.* Новые участки развития серпентинитов в бассейне р. Большой Лабы. Геология на фронте индустр., № 8, стр. 4—10, 1936.
586. *Кобилев А. Г.* О золотоносности Северного Кавказа. Геология на фронте индустр., № 4, стр. 17—21, Новочеркасск, 1932.
587. *Кобилев А. Г.* Палеоинтрузии и неогинтрузии Азово-Черноморья (гранитоиды и некоторые прилегающие к ним породы бассейнов рек Большой Лабы и Белой на Северо-Западном Кавказе). Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. III, стр. 3—62, 1 карта, 24 рис., 1938.
588. *Кобилев А. Г.* Пермские золотоносные конгломераты Северного Кавказа (Точеновский массив). Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. III, стр. 139—168, 2 табл., 8 рис., 1938.
589. *Кобилев А. Г.* и *Корженевский А. А.* Богатства горной части края и Лабинско-Майкопский комплекс. Геология на фронте индустр., № 4—5, стр. 47—65, 1936.
590. *Кобышева М. М.* Материалы по изучению пегматитов Северного Кавказа. Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. V, стр. 45—89, 18 рис., 1938.
591. *Кожеников Г.* Использование местных глин для очистки нефтепродук-

- тов. Грозненск. нефтяник, № 6, стр. 55—57, 1937.
592. *Кожушко А. Н.* Задачи разведки Малгобека. Грозненск. нефтяник, № 5, стр. 20—29, 5 рис., 1937.
593. *Козлов А. П.* Газоносность меловых отложений Северо-Западного Кавказа. Природн. газы, сборн. 4—5, 1932.
594. *Козлов А. Л.* К вопросу о происхождении гелия в нижнемеловых глинах Северо-Западного Кавказа. Природн. газы, № 7, 1933.
595. *Козлов А. Л.* Кубано-Черноморский газоносный район. Сборн. „Природные газы СССР“ под ред. В. Д. Голубятникова и В. И. Рейнеке, Геленгогазразведка, ОНТИ, 1935.
596. *Козлов А. Л.* О газоносности Гладковского района Северо-Западного Кавказа. Труды Геол.-разв. бюро газ. местор., вып. 7, стр. 1—36, 2 табл. 1934.
597. *Козлов А. Л.* Предварительный отчет о геологических исследованиях в б. Сухумском уезде в 1929 г. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. II, вып. 68, стр. 999—1026, 1932.
598. *Козлов А. Л.* Черноморское побережье в районе Сочи и низовья р. Мзымты. Экскурсия по Кавказу. Черноморское побережье. Междунар. геол. конгр., XVII сессия, СССР, стр. 26—44, 1 рис., 1 табл., 1937.
599. *Козорезов П. И.* Таманский диатомит. Геология на фронте индустрии, № 6, стр. 22—27, 3 рис., 1935.
600. *Колесник А. П.* Гидрогеологический очерк Маньчжеской долины в районе Большого лимана. Труды Научно-исслед. инст. геол. Сарат. гос. ун-ва, т. II, вып. 2—3, стр. 124—157, 1 карта, 1933.
601. *Колесников В. П.* Геологическое и гидрогеологическое описание листа Г-3 (Сев. Кавказ). Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 206, 84 стр., 2 карты, 3 табл., 1933.
602. *Колесников В. П.* Геологическое и гидрогеологическое описание северной части листа Г-4 (Сев. Кавказ). Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 267, 32 стр., 2 карты, 1932.
603. *Колесников В. П.* Геологическое описание долины верхнего течения р. Еголыка (Сев. Кавказ). Изв. Геол. ком., т. XIV, стр. 553—562, 1926 (1927).
604. *Колесников В. П.* Геологическое описание южной трети листа Г-2 (Сев. Кавказ). Труды Гл. Геол.-разв. упр., вып. 124, 14 стр., 1 карта, 1931.
605. *Колесников В. П.* О возрасте грозненских слоев. Докл. Акад. Наук, № 7, стр. 109—110, 1933.
606. *Колесников В. П.* Параллелизация неогеновых и четвертичных отложений Понтокаспийской области. Докл. Акад. Наук СССР, нов. сер., т. XXVI, № 9, стр. 928—931, 1940.
607. *Колесников В. П.* Верхний миоцен. Стратиграфия СССР, т. XII, Изд. Акад. Наук, 1940.
608. *Колесников В. П.* Нижний плиоцен. Стратиграфия СССР, т. XII, Изд. Акад. Наук, 1940.
609. *Колесников В. П.* Сарматские моллюски. Палеонтология СССР, т. X, ч. 2, Изд. Акад. Наук, 1935.
610. *Колесников В. П.* Средний и верхний плиоцен Каспийской области. Стратиграфия СССР, т. XII, Изд. Акад. Наук, 1940.
611. *Колесников В. П.* (ред.), *Жижченко Б. П.* и *Эберзин А. Г.* Неоген СССР. Стратиграфия СССР, т. XII, Изд. Акад. Наук, 1940.
612. *Колодяжный А. П.* Результаты асбестовых экспедиций в верховьях рр. Кубани и Большой Лабы. Мин. сырье, № 10—11, стр. 723—730, 1926.
613. *Кольцов Н. А.* О нахождении гренокита в Садонском серебро-цинковом месторождении. Матер. ЦНИГРИ, Петрогр. и минер., сборн. 1, стр. 16—17, 1933.
614. *Коновалов В. Г.* Тектоника и нефтеносность Молдабекского района Грознефти. Нефтяное хозяйство, № 5, 1936.
615. *Конишин А. М.* Геологическое описание Грозненской нефтяной площади и нефтяных месторождений Терской области и Каспийского побережья и описание горячих минеральных источников Восточного Кавказа. Матер. для геол. Кавказа, сер. II, кн. 6, вып. 1—2, стр. 1—169, Тифлис, 1892.
616. *Конишин А. М.* Исследование Батадпашинских горько-соленых озер. Матер. для геол. Кавказа, сер. 2, кн. 2, стр. 217—256, Тифлис, 1888.
617. *Конишин А. М.* Исследование нефтяных месторождений Закубанского края и Таманского полуострова. Матер. для геол. Кавказа, сер. 2, кн. 2, 1888.
618. *Конишин А. М.* Исследование северной части Черноморского побережья. Матер. для геол. Кавказа, сер. 2, кн. 10, 1896; сер. 3, кн. 3, 1901.
619. *Конишин А. М.* Описание горячих минеральных источников Восточного Кавказа. Матер. для геол. Кавказа, сер. 2, кн. 6, 1892.
620. *Конишин А. М.* Описание минеральных источников Северного Кавказа. Матер. для геол. Кавказа, сер. 3, кн. 2, 1899.

621. *Комюневский Л. К.* Отчет о геологических исследованиях в Сухумском округе и смежных частях Черноморской губ. и Кубанской обл. в 1909, 1910 и 1911 гг. Матер. для геол. Кавказа, сер. 4, кн. 1, стр. 1—136, 1915.
622. *Корженевский А. А.* Присамурские глинистые сидериты и сферосидериты. Геология на фронте индустр., № 1—2, стр. 18—22, 1 рис., 1935.
623. *Корженевский А. А.* Присамурские сидериты. Матер. по геол. и полезн. ископ. Азово-Черном. геол. треста, сборн. I, стр. 127—165, 5 табл., 1 рис., 1938.
624. *Корженевский А. А.* Проявление арсенидно-никелевого оруденения на р. Большой Лабе (Сев. Кавказ). Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. III, стр. 77—100, 5 рис., 1938.
625. *Коробков И. А.* Анализ конхилиофауны хадумского горизонта. Исслед. майкопской свиты на Сев. Кавказе. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 104, стр. 15—22, 1 табл., 1938.
626. *Коробков И. А.* Зона *Variatum fallax* Коговков в палеогеновых отложениях центральной части Северного Кавказа. Труды Геол. службы Грознефти, вып. 9, стр. 87—114, 1 табл., 1937.
627. *Коробков И. А.* Исследования в районе Минеральных Вод. Отчет о деятельности. Нефт. геол.-разв. инст. за 1935 г., стр. 20, Л., 1936.
628. *Коробков И. А.* К вопросу о подразделении верхней части палеогеновых отложений в Южном Дагестане (предв. сообщ.). Грозненск. нефтяник, № 9/10, стр. 13—17, 1934.
629. *Коробков И. А.* Моллюски нижнего олигоцена Северного Кавказа (зона *Variatum fallax* Коговков). Труды НГРИ, серия А, вып. 113, стр. 1—94, 9 табл., 1939.
630. *Коробков И. А.* О некоторых видах моллюсков из хадумского горизонта окрестностей гор Сулимова (Баталпашинска). Труды Геол. службы Грознефти, вып. 9, стр. 1—2, 2 табл., 1937.
631. *Коробков И. А.* О присутствии аналогов слоев Приабоны в Южном Дагестане. Докл. Акад. Наук, т. III (VIII), № 3 (63), стр. 125—128, 1935.
632. *Коробков И. А.* *Pectinidae* северокавказского палеогена. Труды Геол. службы Грознефти, вып. 9, стр. 31—69, 5 табл., 1937.
633. *Коробков И. А.* Роль фауны моллюсков в комплексном изучении палеогена северного склона Кавказского хребта. Нефт. хоз., т. 28, № 6, стр. 46—49, 1935.
634. *Коробков И. А.* Фауна моллюсков хадумского горизонта окрестностей гор Сулимова (Баталпашинска). Труды Геол. службы Грознефти, вып. 9, стр. 119—148, 7 табл., 1937.
635. *Коротков С. Т.* Геологические исследования в полосе майкопских отложений Нефтяно-Хадзыгинского района. Труды НГРИ, сер. Б, вып. 63, стр. 1—24, 1936.
636. *Коротков С. Т.* К вопросу поисков „горизонта легкой нефти“ в Нефтяно-Хадзыгинском районе. Нефт. хоз., № 9, стр. 9—13, 1934.
637. *Котляр В. Н.* О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. Зап. Всеросс. мин. общ., ч. LXIX, № 2—3, 1940.
638. *Кошкуль Ф. Ф.* Геологические исследования, произведенные в хребтах Терском и Кабардино-Сувиженском и в находящейся между ними долине Алхан-чурт. Горн. журн., кн. III, стр. 170—204, 1879.
639. *Краснов А. Н.* Береговая полоса Сочинского района и особенности распределения ее почв и растительности. Кавказск. календарь на 1902 г., стр. 75—148.
640. *Красуский Г. О.* находке пемзы в Северной Осетии. Мин. сырье, № 5—6, стр. 642—643, 2 рис., 1931.
641. Краткий обзор научных работ Института геологических наук СССР за 1939 г. Труды Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, вып. 53, 1940.
642. *Крашенинников И. М. и Неуструев С. С.* Геоморфологический очерк Малой Кабарды и Моздокской степи. Зап. Росс. мин. общ., ч. LV, вып. 1, стр. 129—168, 1926.
643. *Крекс А. Я.* Новые нефтяные месторождения на Терском хребте и в Азово-Черноморском крае. Нефт. хоз., № 4—5, стр. 25—28, 2 рис., 1937.
644. *Ерестников В. Н.* К стратиграфии славцевой юры Восточного Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., № 6, 1944.
645. *Ерестников В. Н.* К стратиграфии плиоцена Таманского полуострова и прилежащих частей Кубани. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. VI (2), стр. 171—192, 1928.
646. *Кривоухатский С. П.* Будет ли разрешена серная проблема для Дагестана? Геология на фронте индустр., № 4, стр. 25—27, 1933.
647. *Кривоухатский С. П.* Минеральное сырье Азово-Черноморского края и задачи его изучения. Геология на фронте индустр., № 4—5, стр. 56—70, 1936.

648. *Кривохатский С. П.* Облицовочные материалы Краснодарского края. Сводный очерк о сырьевой базе и о путях развития в крае промышленности облицовочных материалов. Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. III, стр. 191—222, 1 карта, 1938.
649. *Кривошубович А. Н.* Растительные остатки из юрских сланцев на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., т. XLV, № 5, стр. 597—608, 1926.
650. *Кривошубович А. Н.* и *Стопниченко А. Д.* Каменноугольные отложения в Баталпашинском отд. Кубанской обл. Изв. Геол. ком., т. XXXV, стр. 573—597, 1 карта, 1916.
651. *Крымольц Г. Я.* К стратиграфии нижней и средней юры Северного Кавказа. Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер., сборн. 5, 1940.
652. *Крымольц Г. Я.* Материалы к стратиграфии и фауне нижней и средней юры Кавказа. Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер., сборн. 8, 1941.
653. *Крымольц Г. Я.* Юрские белемниты Крыма и Кавказа. Труды ГГРУ, вып. 76, 52 стр., 3 табл., 1932.
654. *Кудаже М. И.* Адсорбционные свойства нальчикинов. Мин. сырье, № 1, стр. 37—51, 1938.
655. *Кудаже М. И.* Задачи изучения отбеливающих земель. Сов. Геол., № 12, стр. 83—85, 1939.
656. *Кудряцев Н. А.* Геологические исследования, произведенные летом 1924 г. в Черных горах к югу от г. Грозного. Лист Воздвиженский. Изв. Геол. ком., т. XLIV, № 4, стр. 507—519, 1925.
657. *Кудряцев Н. А.* Геологические условия бурения на питьевую воду в сел. Кескем (Алхан-чуртская долина) Горской республики. Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 9, стр. 1189—1207, 1924 (1926).
658. *Кудряцев Н. А.* К строению Ново-Грозненского нефтеносного района. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 75, 168 стр., 1928.
659. *Кузнецова Е. В.* Минерально-геохимический очерк древнего кристаллического комплекса Центральной Балкарии. Сов. геол., т. IX, № 1, стр. 51—64, 1939.
660. *Кузнецова Е. В.* Схема классификации докембрийских гранитных пегматитов Горной Балкарии. Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., ч. LXXV, вып. 2, стр. 885—417, 20 рис., 1936.
661. *Кузнецова Е. В.* Шлихи Восточной Балкарии. Зап. Всеросс. Мин. общ., II сер., ч. LXVIII, вып. 3, стр. 450—464, 1939.
662. *Кузнецова Е. В.* и *Кузнецов И. Г.* Схема геологического строения и условий рудообразования в ущельях Безенги и Чегема на Северном Кавказе. Геология на фронте индустр., № 1—8, стр. 7—15, 8 рис., 1934.
663. *Кузнецов В. А.* Геологические исследования и перспективы Ставропольского района и Затеречной области на основе работ по 1932 г. включительно. Труды Северокавказск. конф. геол.-нефтян., вып. 7, стр. 5—19, 1934.
664. *Кузнецов В. А.* Геологические исследования в пределах листа Д—2 и восточной части плана Б—2 пятиверстной карты Кавказа. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 24, 20 стр., 1932.
665. *Кузнецов В. А.* Геологические исследования в районе Манч — Виндельное на Северном Кавказе. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 5, 12 стр., 1 карта, 1931.
666. *Кузнецов Е. А.* Петрографический очерк Садонского месторождения. Труды Инст. прикл. минер., № 46, 1930.
667. *Кузнецов И. Г.* Геологическое строение района курорта Шамшви (бассейн Чанчахи) в Центральном Кавказе. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 151, 26 стр., 1931.
668. *Кузнецов И. Г.* Геолого-петрографический очерк и генезис Карачаевского серебро-свинцово-цинкового месторождения. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 11, 62 стр., 1 карта, 1924.
669. *Кузнецов И. Г.* Докембрий Кавказа. Труды XVII сессии Междунар. геол. конгр. 1937 г., т. II, ГОНТИ, 1939.
670. *Кузнецов И. Г.* Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. Пробл. сов. геол., т. III, № 7, 1933.
671. *Кузнецов И. Г.* Краткий геологический очерк Балкарии (предв. отчет о работах 1923 г. на Сев. Кавказе). Изв. Геол. ком., т. XLIII, стр. 987—1009, 1 карта, разрезы, 1924 (1927).
672. *Кузнецов И. Г.* Краткий предварительный отчет о геологических исследованиях в районе проектируемого Рокского туннеля через Кавказский хребет. Изв. ГГРУ, т. L, вып. 4, стр. 49—55, 1931.
673. *Кузнецов И. Г.* Месторождения битуминозных известняков в Балкарии (Сев. Кавказ). Изв. Геол. ком., т. XLV, № 8, стр. 897—934, 1 табл., 4 рис., 1928.
674. *Кузнецов И. Г.* Некоторые соображения о тектоническом и стратиграфическом положении сланцев Главного хребта на Кавказе. Изв. Геол. ком., т. XLV, № 3, стр. 141—174, 1926.

675. Кузнецов И. Г. О геологических исследованиях в бассейне р. Балкарского Черка. Отчет о сост. и деятельности. Геол. ком. в 1924 г. Изв. Геол. ком., т. XLIV, стр. 106—108, 1925 (1927).
676. Кузнецов И. Г. О докембрийских и палеозойских метаморфических и интрузивных формациях Центрального Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., № 2, 1939.
677. Кузнецов И. Г. Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. I, вып. 100, стр. 1537—1540, 1931.
678. Кузнецов И. Г. Озеро Царик-кель и другие формы карста в известняках (скалистого хребта на Северном Кавказе). Изв. Гос. русск. геогр. общ., т. IX, вып. 2, стр. 245—296, 1 карта, 14 рис., 1928.
679. Кузнецов И. Г. Основные этапы в истории развития вулканических явлений в Большом Кавказе. Зап. Всеросс. мин. общ., ч. LXIX, № 2—3, стр. 167—184, 1940.
680. Кузнецов И. Г. Отчет о работах 1939 г. Труды Инст. геол. наук Акад. Наук, № 53, 1940.
681. Кузнецов И. Г. Предварительные результаты горно-разведочных работ по Куспартинскому месторождению. Геология на фронте индустр., № 1—3, стр. 27—29, 1934.
682. Кузнецов И. Г. Проявления неинтрузив в Центральной и Восточной Балкарин (Северный Кавказ). Зап. Всеросс. мин. общ., ч. LXIV, № 2—3, 1940.
683. Кузнецов И. Г. Рокский перевал. Геологический и геолого-технический очерк местности вдоль проектируемой перевальной дороги через Кавказский хребет по Рокскому направлению. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 161, 45 стр., 1 карта, 1 табл. разр., 1932.
684. Кузнецов И. Г. и Кузнецова Е. В. Металлогенетическая характеристика Горной Балкарин. Сборн. „Природные богатства Северокавказского края“. Пятигорск, 1935.
685. Кузнецов С. С. К геологической истории центрального сектора Кавказа. Природа, № 10, стр. 63—66, 1939.
686. Кузнецов С. С. О геологии фанально-око-садонской рудной полосы. Научн. бюлл. ЛГУ, № 3, Л., 1945.
687. Кузнецов С. С. Отчет Кавказской экспедиции 1939 г. Труды Инст. геол. наук. Акад. Наук, вып. 53, М.-Л., 1940.
688. Кузнецов С. С. Свинцово-цинковые поля Северного Кавказа. Вестн. знания, № 10, стр. 21—27, 7 рис., 1940.
689. Кулакская Н. П. Материалы для геологии Горной Осетии (Дигорин). Труды. Сиб. общ. естеств., т. XXXV, вып. 5, отд. геол. и минер., стр. 59—94, 1909.
690. Курбанов А. Ш. Киноварь в Дагестанской АССР. Природн. ресурсы Даг. АССР. СОПС Акад. Наук, т. I, стр. 96—105, 1 карта 1935.
691. Курбанов А. Ш. Ртуль в Дагестане. Геология на фронте индустр., № 1—3, стр. 15—18, 3 рис., 1934.
692. Курбанов А. Ш. Серные месторождения в Дагестанской АССР и новые разведочные данные. Природные ресурсы Даг. АССР. СОПС Акад. Наук, т. I, стр. 120—139, 2 рис., 1935.
693. Курбанов А. Ш. и Елифанов П. П. Рудоносность верховьев ущелья Фиалдон. Мин. сырье, № 7, стр. 20—28, 4 рис., 1936.
694. Курман И. М. Геологические исследования месторождений борсодержащих пород на горах Бык и Золотой Курган (Минераловодский район, Северный Кавказ). Труды Научно-исслед. инст. по удобр., вып. 125, стр. 61—75, 5 рис., 1934.
695. Курман И. М., Ворожева Е. М. и Усачева З. М. Бурсодержащие породы гор Бык и Золотой Курган (Минераловодский район Северокавказского края). Труды инст. по удобр., вып. 117, стр. 1—68, 29 рис., 1934.
696. Курман И. М. и Усачева З. М. Геологическое строение и генезис датиловых месторождений Минераловодских лакколлитов (Северокавказский край). Труды НИУ, вып. 142, стр. 130—141, 4 рис., 1937.
697. Куцев В. П. Нефтеносность понтических отложений в Ильском районе (Кубань). Азерб. нефт. хоз., № 6 (114), стр. 79—83, Баку, 1931.
698. Лангаген Я. В. Бабукровский планшет. Отчет о сост. и деятельности. Геол. ком. за 1914 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIV, № 1, стр. 99—100, 1915.
699. Лангаген Я. В. Гидрогеологические условия в районе Ессентукских минеральных вод. Разведка недр, № 1, стр. 16—19, 1936.
700. Лангаген Я. В. О возможности восстановления некоторых минеральных источников северных предгорий Кавказского хребта (Горячеводск, Брагуны). Сборн. ЦНИГРИ „К 45-летию научн. деятельности Н. Ф. Погребова“, стр. 138—146, 1937.
701. Лебедев П. И. Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полевыми ископаемыми и минеральными источниками. Труды Северокавказск. ассоц. научно-исслед. инст., № 75, вып. 15, 224 стр., Ростов на Дону, 1930.
702. Лесенко А. И. Древние граниты Балкарин и их контакт с кристалд-

- лическими сланцами и мраморами. Труды Петрогр. инст. им. Ф. Ю. Ленинсон-Лессинга, Акад. Наук, вып. 14, стр. 19—35, 1939.
703. *Левяко А. И.* и *Бурцева Т. И.* Аллиты балки Мощевой. Учен. зап. Ростовск. Гос. унив., вып. VII, стр. 91—96, 1936.
704. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб политехн. инст., отд. техн., естествозн. и матем., т. XX, вып. 1, стр. 193—288; вып. 2, стр. 491—522, 1913.
705. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Геологические исследования в массиве и отрогах Казбека. Матер. для геол. Росси, т. 21, 1903.
706. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. 404 стр., Юрьев, 1898.
707. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Петрографическая часть геологических исследований через Архотский перевал. В книге Иностранцева А. А. "Через Главный Кавказский хребет", стр. 177—214, СПб, 1896.
708. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Петрографические исследования в Центральном Кавказе (Горная Осетия, Дигория, Балкария). Изв. СПб политехн. инст., т. II, стр. 97—185, 1904.
709. *Левичкая К. П.* Кумогорский минеральный источник. Естеств.-истор. очерк, Изд. Гос. центр. балн. инст., вып. 4, стр. 1—60, 5 рис., Пятигорск, 1936.
710. *Левичкая К. П.* Минеральные источники района Адыл-су. Гос. центр. балн. инст. на Кавказск. мин. водах, Нальчик, стр. 1—54, 1936.
711. *Леднев Н.* Геологические исследования в окрестностях г. Махачкала (б. Петровск). Прилож. к № 11—12 журн. Нефт. хоз. за 1926 г., М.-Л., 40 стр., 1928.
712. *Леднев Н. М.* Геологический очерк района Талгинских минеральных источников. Талгинск. сероводор. мин. воды в Дагест. республ., Махачкала, 1926.
713. *Леднев Н. М.* Фауна рыбных пластов Апшерона. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 80, 64 стр., 1914.
714. *Леднов Г. П.* и *Москвин М.* Отчет о геологических работах северной Минераловодской партии МГРИ, стр. 1—358, атлас чертежей, 1941.
715. *Лесникова А. Ф.* Юрские растения Северного Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XXXIV, № 3, стр. 389—351, 1915.
716. *Либрович Л. С.* Геологические исследования в северо-западной части Гимрийского хребта в Северном Дагестане (предв. отчет). Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 7, стр. 903—929, 1924.
717. *Ливенгаль В. Э.* Геологические исследования в юго-западной части Гурийского нефтеносного района. Труды Азерб. НИИ, сер. работ по общ. и прикл. геол., вып. II, 44 стр. Баку, 1931.
718. *Ливеровская Е. В.* Фауна конкского горизонта горы Дубровой (Сев. Кавказ). Труды НГРИ, сер. А, вып. 44, стр. 1—36, 2 табл., 1935.
719. *Ливеровская Е. В.* Фауна моллюсков верхнего майкопа Северного Кавказа. Труды НГРИ, сер. А, вып. 104, стр. 23—42, 1 табл., 1938.
720. *Лисицын К.* Геологический путеводитель по р. Манычу. Путев. экскурс. 2-й четвертичн. геол. конф., стр. 210—225, 1932.
721. *Лисицын К. Н.* Геологическая проблема долины р. Маныча. Геология на фронте индустр., № 4, стр. 10—13, 1932.
722. *Лисицын К. Н.* К строению долины р. Маныча. Труды II Междунар. конф. ассоц. по изуч. четвертичн. периода Европы, вып. III, ГИТИ, 1933.
723. *Лихарев Б. К.* Брахиоподы пермских отложений СССР. Пермские *Brachiopoda* Северного Кавказа. Семейство *Chonetidae* Hall et Clarke и *Productidae* Gray. ЦНИГРИ. Монографии по палеонтологии СССР, т. XXXIX, вып. I, 1936(1937).
- 723а. *Лихарев Б. К.* Верхнепермские отложения Северного Кавказа и их брахиоподовая фауна. Тезисы докладов. XVII Междунар. геол. конгр., 1937.
724. *Лихарев Б.* Новый представитель брахиопод из верхнепалеозойских отложений Северного Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 6, стр. 713—721, 1924.
725. *Лихарев Б.* О некоторых редких и новых представителях брахиопод из нижнепермских отложений Северного Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XLVII, № 3, стр. 261—296, 1928.
726. *Лихарев Б. К.* *Palaeofusulina nana* sp. nov. из антраколитовых отложений Северного Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XLV, № 2, стр. 59—66, 1926.
- 726а. *Лихарев Б. К.* Пермская система в СССР. Атлас руководящих форм ископаемой фауны СССР, т. VI, Пермская система. Л.-М., 1939.
727. *Лихарев Б.* Фауна пермских отложений Северного Кавказа: 1. *Brachiopoda*, подсем. *Orthotetinae* Waag. 2. *Brachiopoda*, сем. *Lyttoniidae* Waag. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 215, 112 стр., 1932.
728. *Лодочников В. Н.* Одноверстная геологическая съемка в районе Кавказ-

- ских Минеральных вод. Юго-вост. четверть Александрийского, вост. половина Лысогорского и сев.-вост. четверть Зольского листов одноверстной карты Кавказа. Труды ГГРУ, вып. 5, 74 стр., 1 карта, 1930.
729. *Лодочников В. Н.* Кавказит — не самидиновый, а апортитовый гранит. Труды Ленингр. общ. естеств., т. LVII, вып. 1, 1927.
730. *Лунтов Н. П.* Годовой отчет о работах 1935 г. Отчет о сост. и деятельности. Нефт. геол.-разв. инст. за 1935 г., стр. 14, 1936.
731. *Лунтов Н. П.* Материалы к фауне и стратиграфии нижнего мела Северо-Западного Кавказа. Труды Нефт. геол. разв. инст., сер. А, вып. 128, стр. 1—44, 8 табл., 6 рис., 1939.
732. *Лунтов Н. П.* О возрасте верхних сидеритовых глин бассейна р. Кубани (Сев. Кавказ). Докл. Акад. Наук СССР, т. XVI, № 2, стр. 117—120, 1937.
733. *Ляпин К. И.* Редкие металлы в Горной Дигории. Мин. сырье, № 7, стр. 6—7, 1936.
734. *Ляпин К. И.* и *Фриес Х. М.* Арсенипиритовые месторождения Горной Дигории. Мин. сырье, № 7, стр. 9—20, 6 рис., 1936.
735. *Майоров А. А.* Эоловая пустыня у подножия Дагестана. 116 стр., Махачкала, 1927.
736. *Макаренко А. А.* Хумаринский угленосный район Карачаевской автономной области. Геология на фронте индустр., № 1—3, стр. 51—53, 1934.
737. *Максимов В. С.* К вопросу о газонности Приазовья. Труды НГРИ, нов. сер., вып. 6, стр. 1—38, 1 рис., 1 табл., 1939.
738. *Максимович Г. А.* Адсорбирующие глины Чечни. Мин. сырье, № 10, стр. 72—74, 1933.
739. *Максимович Г. А.* Минеральные краски Чеченской автономной области. Мин. сырье, т. IX, № 8, стр. 43—44, 1934.
740. *Максимович Г. А.* Некоторые минеральные источники Горной Чечни. Учен. зап. Пермск. гос. ун-в., т. II, вып. 2, стр. 93—104, 3 табл., анализы, 1936.
741. *Максимович Г. А.* Полеяные ископаемые восточной части Чечено-Ингушской АССР. Разведка недр, № 7, стр. 16—20, 1937.
742. *Максимович Г. А.* Уголь в Чеченской автономной области. Учен. зап. Пермск. гос. ун-в., т. II, вып. 2, стр. 69—92, табл., 1936.
743. *Маркин Н. М.* Геологические исследования в Присулакском районе Северного Дагестана. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 31, стр. 18—54, 1 рис., 1934.
744. *Медведюк А. А.* Геологический очерк области палеозоя в бассейне р. Теберды на Северном Кавказе. Изв. Новочерк. индустр. инст., т. V, стр. 25—70, 16 рис., 1939.
745. *Меллер В. И.* Палеонтологические дополнения и пояснения к письму Н. Я. Данилевского о результатах поездки его на Маныч. Изв. Русск. геогр. общ., т. XIV, вып. 4, стр. 321—336, 1878.
746. *Меллер В. И.* Полезные ископаемые и минеральные воды Кавказского края. 596 стр., СПб, 1900.
747. *Мешалкин С. В.* Горючие сланцы в Дагестане (предв. сообщ.). Геология на фронте индустр., № 7—8, стр. 46—48, 1935.
748. *Мешалкин С. В.* Ископаемые угли Северного Кавказа. Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. X, стр. 195—246, 1938.
749. *Михей И. Я.* Геологический очерк Военно-Сухоумской дороги на участке сел. Георгиевско-Осетинское — балка Учкурка. Зап. Сев.-Кавказск. краев. горск. научно-исслед. инст., т. I, стр. 83—112, 1928.
750. *Михей И. Я.* Карачаевское месторождение пемзы. Мин. сырье, № 12, стр. 1028—43, 1931.
751. *Михей И. Я.* О целестине из юрских отложений р. Кубани. Геология на фронте индустр., № 8, стр. 11—16; № 9, стр. 23—27, 1936.
752. *Михей И. Я.* Пемза, ее применение и месторождения. Мин. сырье, № 5, стр. 712—739, 14 рис., 1930.
753. *Миричкин Г. Ф.* Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа. Изв. Ассос. научно-исслед. инст. при физ.-матем. факульт. I МГУ, т. II, вып. 3—4, стр. 327—359, 1928.
754. *Михайловский В.* Горные группы и ледники Центрального Кавказа. Землеведение, кн. I, стр. 121—164, 1894.
755. *Михайловский С. Н.* О некоторых современных отложениях, террасах и ракушечниках Черноморского побережья Кавказа и Крыма. Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 7, стр. 741—749, 1927.
756. *Моисеев А. С.* Брахноподы юрских отложений Крыма и Кавказа. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 203, стр. 1—216, 19 табл., 1934.
757. *Моисеев А. С.* Новые данные о верхнем триасе Северного Кавказа и Крымской АССР. Докл. Акад. Наук СССР, т. XXIII, № 8, стр. 816—817, 1939.
- 757а. *Моисеев А. С.* О новых триасовых и лейасовых родах *Rhynchonellidae*.



- Труды Лен. общ. естеств., т. LXV, вып. 1, 1936.
758. Мокринский В. В., Лезицкий С. И., Крутецников Б. С., Аюжина А. Т. и Архангельский А. И. Угли местного значения Кавказа. Сборн. статей под ред. М. М. Пригоровского, стр. 115—158, 2 рис., 1 табл., Л.-М., 1940.
759. Мордвилко Т. А. К стратиграфии нижнемеловых отложений в Кисловодском районе на Северном Кавказе. Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., ч. LXXVIII, № 1, стр. 112—135, 2 рис., 1939.
760. Мордвилко Т. А. Пеллециподы из отложений аптского и альбского ярусов на Северном Кавказе. Труды Всес. геол.-рзв. объедин., вып. 140, стр. 1—86, 6 табл., 1932.
761. Мордвилко Т. А. Разрез нижнего мела в окрестностях города Кисловодска. Экскурсия по Кавказу, Ростов — Тбилиси. Междунар. геол. конгр., XVII сессия, СССР, 1937 г., стр. 50—58, 1 табл., 1 рис., М.-Л., 1937.
762. Морозова-Цопова Е. Верховья р. Мзымты на Кавказе (оз. Кардывач). Зап. Новоросс. общ. естеств., т. XI, стр. 23—33, 1914.
763. Морозов Г. С. Полевые электрометрические работы в Дагестане в 1932 г. Докл. на 2-й конф. нефтяников. Труды Сев.-Кавказск. конф. геол.-нефтян., вып. 6, изд. Акад. Наук, стр. 237—268, Л., 1934.
764. Морозов Н. Геологические исследования в области массивов Фишта и Оштена на Западном Кавказе. Изв. СПб политехн. инст., т. XIV, вып. 2—3, стр. 457—528, 1910.
765. Москевич А. И. Ледниковые образования Красной Поляны, террасы р. Мзымты и части Черноморского побережья Кавказа. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 4, стр. 5—32, 5 рис., 1938.
766. Муратов М. В. Очерк тектоники окрестностей минеральных источников р. Чвежипсе (южный склон Главного Кавказского хребта). Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. XVIII, вып. 2, стр. 1—36, 9 рис., 1940.
767. Муратов М. В. Юрские порфиритовые интрузии в верховьях рек Хасаута и Эшкакона (Сев. Кавказ). Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., № 3, стр. 85—102, 7 фиг., 1945.
768. Муссаев С. Э. Дербентская геологическая структура. "Дагестанская Правда" от 24/XI 1946 г.
769. Мушкетов И. В. Геологические заметки о Кавказских минеральных водах. Зап. Имп. СПб. мин. общ., вторая серия, т. XXII, стр. 71—120<sup>а</sup> 1886.
770. Мушкетов И. В. Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чхалты на Кавказе. Труды Геол. ком., т. XIV, № 4, 68 стр., 1896.
771. Мушкетов И. В. Геологическая поездка по Кавказу в 1881 г. Изв. ИРГО, кн. XVIII, стр. 106—115, 1882.
772. Мушкетов И. В. Общая геологическая карта России, листы 95 и 96. Геологические исследования в Калмыцкой степи в 1884—1885 гг. Труды Геол. ком., т. XIV, № 1, стр. 1—192, 1895.
773. Мясникова М. А. О результатах микропалеонтологического изучения третичных отложений Дагестана. Труды Сев.-Кавказск. конф. геол.-нефтян., вып. VI, стр. 308—320, 1934.
774. Наливайко Л. Е. До стратиграфії горішньокрейдових вапняків г. Машука біля П'ятигорська. Вісті Київського Гірничо-Геологічного Інституту, № 1, стр. 96—103, 3 рис., 1 табл., 1934.
775. Никитин С. Н. Геологическое строение Новороссийского уезда Черноморской губ. Изв. Геол. ком., т. XXI, № 7—8, стр. 653—670, 1902.
776. Никитин С. Н. О новых данных, подтверждающих меловый возраст пород, слагающих у Новороссийска северо-западного окончания Кавказского хребта. Зап. Росс. мин. общ., II сер., ч. XLII, протоколы, стр. 45, 1903.
- 776б. Николаев Н. И. О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. Докл. Акад. Наук СССР, т. XXX, № 1, 1941.
777. Никшич И. И. Представители рода *Douvilleiceras* из аптских отложений на северном склоне Кавказа. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 121, табл. I—VI, 6 рис., 1915.
778. Никшич И. И. Пшекишская антиклиналь (Кубанская обл.). Изв. Геол. ком., 1921, т. XI, стр. 165—193, 4 карты, 1924.
779. Никшич И. И. Юрские отложения бассейна р. Белой на северном склоне Кавказа (предв. отчет). Изв. Геол. ком., т. XXXIV, № 4, стр. 509—538, 1 карта, 1915.
780. Никшич И. И. и Вялов О. С. Геологические исследования на Северном Кавказе в районе сооружения Пшекишской и Цинцинской гидроэлектрических станций. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 141, 2 табл., 10 рис., 1929.
- 780а. Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа.

- Сев.-Кавказское геол. упр., стр. 1—87, 1 карта, М.-Л., 1946.
781. *Обручев В. А.* Керченско-Таманский нефтеносный район. Изд. Сов. нефт. пром., 47 стр., М., 1926.
782. *Обручев В. А.* О возрасте садонского гранита. Геол. вестн., № 1—3, стр. 27—35, 1928.
783. *Омилев А. Н.* К вопросу о генезисе Эссентукских источников. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 98, 119 стр., 1914.
784. *Омилев А. Н.* К вопросу о генезисе Нарзана. Матер. к позн. геол. строен. Росс. империи, вып. III, стр. 19—63, 3 карты, 7 рис., 1911.
785. *Омилев А. Н.* К вопросу о происхождении минеральных источников района Кавказских минеральных вод. Труды бальн. инст., т. II, стр. 271—302, 1 карта, 1925.
786. *Омилев А. Н.* Краткий предварительный отчет о геологических и разведочных работах в 1906 г. в пределах Кавказских курортов. Отчет директора Кавказск. минер. вод за 1905 г. Изв. Геол. ком., т. XXV, № 8, стр. 449—462, Пятигорск, 1906.
787. *Омилев А. Н.* Курорты Кавказских минеральных вод и их минеральные источники. Междунар. геол. конгр., XVII сессия, СССР, 1937 г. Эжекурсия по Кавказу, Ростов—Тбилиси, стр. 28—49, 1937.
788. *Омилев А. Н.* Об исследованиях в районе Эссентуков. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1909 г. Изв. Геол. ком., т. XXIX, № 2, стр. 126—129, 1910.
789. *Омилев А. Н.* О геологических исследованиях в бассейне Малки и Кичмалки. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1914 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIV, № 1, стр. 93—97, 1915.
790. *Омилев А. Н.* О геологическом исследовании в бассейне р. Эшкаков. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1911 г. Изв. Геол. ком., т. XXXI, № 1, стр. 139—142, 1912.
791. *Орлов В. В.* Активная магма района Тырны-ауз. Геология на фронте индустр. № 9, стр. 21—22, 1936.
- 791а. *Орлов В. В.* Молибденовые месторождения Северокавказского края. Природн. богатства Северокавказск. края, Пятигорск, 1935.
792. *Орлов Ю. А.* Новые местонахождения третичных млекопитающих на Кавказе. Природа, № 1, стр. 125, 1938.
793. *Орлов В. В.* и *Флерова В. А.* Тырны-аузское месторождение молибдена. Редкие металлы, № 2—3, 1937.
794. *Орловский В.* Геологическое строение Мало-Кабардинского хребта. Поверхн. и недра; т. IV, № 5—6 (21—22), стр. 57—62, Л. 1926.
795. Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета за 1925/26 г. Изд. Геол. ком., 522 стр., Л. 1927.
796. Отчет о состоянии и деятельности Нефтяного геолого-разведочного института за 1930 г., стр. 1—107, М.-Л., 1931.
797. Отчет о состоянии и деятельности Нефтяного геолого-разведочного института за 1931 г., стр. 1—111, М.-Л., 1933.
798. Отчеты Нефтяного геолого-разведочного института за 1930—1936 гг., М.-Л., 1937.
799. *Павлова М.* *Camelopardalis parva* Weith. из сарматских отложений Кавказа. Труды ПИН Акад. Наук, т. II, стр. 269—271, 1 рис., 1933.
800. *Павлов А. П.* Неогеновые и послетретичные отложения южной и восточной Европы. Сравнительная стратигр. пресноводных отложений. Мемуары геол. отд. Общ. люб. ест., антроп. и этногр., вып. 5, стр. 1—215, М., 1925.
801. *Павлов Л. И.* Материалы по петрологии метаморфических сланцев района р. Мушта и Хасаута на Северном Кавказе. Учен. зап. Ростовск. гос. унив., вып. X, стр. 213—250, 1 карта, 1937.
802. *Павлов Л. И.* Серпентинит особого типа из района реки Бескес на Северном Кавказе. Учен. зап. Ростовск. гос. унив., вып. VII, стр. 83—89, 1 табл., 1936.
803. *Палибин И. В.* Водные растения из чокракских отложений Северо-Восточного Кавказа. Ежег. Всеросс. палеонт. обл., т. XI, стр. 133—135, 1 рис., 1934 (1935).
804. *Палибин И. В.* Ископаемые третичные сосны Западного Закавказья. Сборник прац посвященный памяти ак. О. В. Фомина. Київ, стр. 66—72, 2 рис., 1938.
805. *Паффенольц К. Н.* Геологический очерк бассейна р. Белокан-ор. Труды ВГРО, вып. 131, стр. 1—51, 1931.
806. *Паффенольц К. Н.* Граниты Малки и Мушта. Изв. Геол. ком., т. XLIII, вып. 10, стр. 1371—1415, 1924.
807. *Паффенольц К. Н.* Интрузивные породы бассейнов озера Севан и р. Ведичай, Даралагега и Нахкрая. Труды Груз. геол. упр., вып. 11. „Интрузивы Закавказья“, 1941.
808. *Паффенольц К. Н.* Основные черты геологического строения и тектоники Ганджинского района Азербайджанской ССР. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 8, стр. 307—320, 1929.
809. *Паффенольц К. Н.* Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1923 г. по среднему течению р. Ганджа-чай,

- Гандж. губ. Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 5, стр. 539—547, 1924.
810. *Пац В. М.* Геологическая съемка долины р. Чанты-Аргун на Северном Кавказе (Чечено-Ингушская АССР). О геол. исслед. по р. Сулак. Геол. вестн., т. 1, стр. 382—388, 1915.
811. *Пац В. М.* Краткий геологический очерк бассейна р. Шаро-Аргун на Северном Кавказе. Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. IV, 1939.
812. *Пац В. М.* К стратиграфии юры по р. Чанты-Аргун (Чечено-Ингушская АССР). Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. I, стр. 153—181, 1 разр., 1938.
813. *Петров П. В.* Геологическое описание планшета М-37-143-13. Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. VI, стр. 19—34, 1938.
814. *Петров В. П.* и *Еремеев В. П.* Отчет Кавказской комплексной экспедиции. Труды Инст. геол. наук. Акад. Наук СССР, вып. 53, стр. 44, 1940.
815. *Петропавловский В. Н.* К вопросу о черноморской трансгрессии. Изв. Гос. геогр. общ., ч. LXIV, № 5, стр. 352—359, 1932.
816. *Пилученко Г. Е.* Геологический очерк области Передового хребта в западной части Карачая (верховья Урупа и Кыфара). Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. IV, стр. 65—88, Ессентуки, 1939.
817. *Пилученко Г. Е.* Краткий геологический очерк верховьев рек Кыфара и Большого Зеленчука в Карачае. Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. 1, стр. 97—106, 1938.
818. *Пирочов Б. П.* Геологические условия и устойчивость перевального канала Алхан-Чурт. Геология на фронте индустр., № 7, стр. 20—25, 5 рис., 1935.
819. *Пламеневский Л. Н.* Геологические работы и опробование месторождений полезных ископаемых в верховьях р. Ардона в 1926 и 1927 гг. Обзор деятельности. Сев.-Кавказск. ассоц. научно-исслед. инст. за 1926—1927 гг. Труды Сев.-Кавказск. ассоц. научно-исслед. инст., № 41, стр. 16—24, Ростов на Дону, 1928.
820. *Пламеневский Л. Н.* К вопросу о возрасте и генетической классификации рудных проявлений в центральной части Северного Кавказа. Сборн. трудов Орджоникида. инст. цветн. металлов, вып. 1, стр. 47—70, 1 карта, 1939.
821. *Пламеневский Л. Н.* Оолитовые известняки горы Известковой в Ингушетии. Изв. Ингуш. научно-исслед. инст. краевед. 2 табл., Владикавказ 1929.
822. *Пламеневский Л. Н.* Результаты исследования отложений четвертичного гляциала в предгорьях северного склона Центрального Кавказа (предв. сообщ.). Изв. Сев.-Осет. педагог. инст., стр. 3—10, Орджоникидзе, 1939.
823. *Пламеневский Л. Н.* Садоёское свинцово-цинковое месторождение. Изв. Горск. политехн. инст., № 2, стр. 47—77, 1923.
824. *Пламеневский Л. Н.* Следы древнего оледенения в районе Владикавказской котловины. Владикавказ, 1929.
825. Природные ресурсы Кабардинской АССР. Изд. СОПС Акад. Наук СССР, стр. 1—467, 47 фиг., М.-Л., 1946.
826. *Платонов Н. X.* К вопросу о геологических условиях и генезисе Южного источника. Курортное дело, № 12, стр. 61—72, 1926.
827. *Платонов Н. X.* К минералогии и геологии горы Золотой Курган в районе Кавказских минеральных вод. Изв. Донск. политехн. инст., т. XI, стр. 97—140, 1928.
828. *Платонов Н. X.* Меловые и третичные мергели района Кавказских минеральных вод в отношении их промышленного использования. Труды Бальн. инст., т. XI, стр. 1—6, Пятигорск, 1928.
829. *Платонов Н. X.* Полезные ископаемые Дугорин. Труды Сев.-Кавказск. ассоц. научно-исслед. инст., вып. 13, № 62, 58 стр., 9 табл., Ростов на Дону, 1929.
830. *Платонов Н. X.* Чналтазский минеральный источник. Курортное дело, № 3, стр. 66—75, 3 рис., 1928.
831. *Поцулийченко В. Л.* Литологическая характеристика сарматских отложений западной части Терского хребта. Учен. зап. Ростовск. гос. унив., юбил. вып. в честь Григоровича-Березовского, стр. 132—136, 1939.
832. *Подозерский К. И.* Ледники Кавказского хребта. Зап. Кавказск. отд. ИРГО, т. XXIX, вып. 1, 200 стр., 1911.
833. *Подозерский К. И.* Современные Таманский полуостров. Изв. Кавказск. РГО, т. XXI, стр. 19—39, 1912.
834. *Покотило Т. Д.* Ископаемые угли Азово-Черноморского края и Северного Кавказа. Труды Азово-Черном. геол. треста, № 12, стр. 1—137, 1935.
835. *Покровский Н. Ф.* Грязевые сопки Таманского полуострова и проблема использования сопочных грязей для нужд промышленности. Геология на фронте индустр., № 6, стр. 7—13, 1935.

836. *Покровский Н. Ф.* Иол в Азово-Черноморском крае. Геология на фронте индустр., № 8, стр. 8—12, 1935.
837. *Покровский Н. Ф.* Кождохское месторождение гипса. Геология на фронте индустр., № 4, стр. 21—26, 1935.
838. *Покровский Н. Ф.* Промышленное значение серпентинитов Азово-Черноморского края. Разведка недр, № 3, стр. 6—10, 1938.
839. *Покровский Н. Ф.* Промышленно-экономическое значение серпентинитов Северо-Западного Кавказа. Горно-эконом. очерк. Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. III, стр. 228—255, 1 рис., 1938.
840. *Полежаев С. П.* Применение гравитационного метода к разведке на нефть в Южном Дагестане. Азерб. нефт. хоз., № 2, стр. 69—73, 3 рис., 1933; Природн. газы, сборн. 11, стр. 76—92, 2 табл., 11 рис., 1936.
841. *Попов И. В.* Геологические исследования в верховьях реки Большой Зеленчук на Северном Кавказе в 1925 г. Труды Куб. Черном. научно-исслед. инст., вып. 40, стр. 5—13, 1926.
842. *Попов И. В.* Геолого-петрографический очерк месторождений асбеста в верховьях Кубани. Труды Сев.-Кавказск. пром. научно-исслед. инст., вып. 61, 42 стр., 1928.
843. *Попов И. В.* Заметки о связи линий герцинических дислокаций с выходами габбро-пироксенитовых пород на Северном Кавказе. Труды Куб. сельскохоз. инст., т. VIII, стр. 1—14, 1929.
844. *Попов И. В.* Соленые источники, подчиненные нижнемеловым отложениям в Кубанском и Черноморском округах Северо-Кавказского края. Труды Куб.-Черном. научно-исслед. инст. вып. 54, Краснодар, 1927.
845. *Поповский И. Е.* Графитовые месторождения Северного Кавказа. Природн. богатства Сев.-Кавказск. края, Пятигорск, 1935.
846. *Православцев П. А.* Геологические исследования в области южных Ергёней в 1929 г. Труды НГРИ, сер. Б, вып. 15, 30 стр., 1932.
847. *Православцев П. А.* Данные разведочного бурения на газ и нефть в Астраханском районе и перспективы дальнейших работ в нижнем Поволжье. Труды Нефт. геол. разв. инст., сер. Б, вып. 7, 18 стр., 1932.
848. *Православцев П. А.* К гидрогеологии Прикубанской степной равнины. Труды Гл. геол.-разв. объедин., вып. 188, 71 стр., 1932.
849. *Православцев П. А.* Северо-западное побережье Каспия. Изв. Центр. гидромет. бюро, вып. 8, 1939.
850. *Православцев П. А.* Условия залегания послетретичных ракушников Азовского и Черного морей. Труды Геол. муз. Акад. Наук, т. IV, стр. 119—195, 1928.
851. *Православцев П. А. и Амислес О. М.* Вулканический пепел на лбесовидных сульфидов правого побережья р. Кубани, около ст. Темнижбекской. Труды Ленингр. общ. естеств., т. IX, вып. 1, стр. 149—159, 1930.
852. *Прасолов Л. И.* Трухменская степь Ставропольской губ. Ставрополь Кавказск., 74 стр., 1909.
853. *Прендель В.* Отчет об экскурсии, произведенной летом 1878 г. в прибрежной полосе Абхазии и Черноморского округа. Зап. Новоросс. общ. естеств., т. V, вып. 2, стр. 1—9, 1879.
854. *Природные ресурсы и экономика Азово-Черноморского края.* Библиографич. указ. за 1917—1935 гг. стр. 1—264, 1 карта, Ростов на Дону, 1935.
855. *Прокопов К. А.* Алкун-Ассинский район (Ингушетия, Сев. Кавказ). Геол. отчет по работам 1932 г. Труды Геол. службы Грознефти, вып. 5 стр. 27—73, 1937.
856. *Прокопов К. А.* Барятинский источник. Отчет о сост. и деятельности. Геол. ком. в 1916 г., стр. 88—90, 1917.
857. *Прокопов К. А.* Вознесенский нефтеносный район. Поверхн. и недра, № 3—5, стр. 33—42, М., 1928.
858. *Прокопов К. А.* Геологические исследования в Кеслерово-Варениковском районе. Геологическое строение района в связи с геологией и нефтеносностью Кубани. Труды НГРИ, сер. А, вып. 71, стр. 1—80, 1 рис., 1 табл., 1935.
859. *Прокопов К. А.* Геологические исследования в окрестностях г. Ставрополя Кавказского, произведенные в 1913 г. Предв. отчет. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 4, стр. 325—340, 1914.
860. *Прокопов К. А.* Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Листы Абинский и Эриванский. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 112, 95 стр., с 1 картой и табл. разр., 1922.
861. *Прокопов К. А.* Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Листы Верхнебаканский и Кеслерово-Варениковский. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 92, 201 стр., 1914.
862. *Прокопов К. А.* Геологические исследования между Абинской и Геленджиком (предв. отчет). Изв. Геол. ком., т. XXXII, № 4, стр. 425—448, 1913.
863. *Прокопов К. А.* Геологический очерк Ставропольских высот в связи с нахождением в г. Ставрополе горю-

- чего газа. 22 стр., 1 табл., Ставрополь, 1912.
864. Прокопов К. А. Геологическое описание окрестностей Михайловских минеральных вод (Серноводск) в Терской области. Изв. Геол. ком., т. XXXII, № 9, стр. 871—925, с геол. картой и разр., 1913.
865. Прокопов К. А. Геологическое строение западной части Терского хребта (Вознесенский район). Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 5, стр. 515—534, 1924.
866. Прокопов К. А. Геология третичных отложений Северного Кавказа в связи с нефтеносностью и проблемы дальнейших работ в этой области. Труды Сев.-Кавказск. конф. геол. нефтян., вып. 3, стр. 1—46, 1 карта, 1933.
867. Прокопов К. А. Главнейшие результаты работ в области Ставропольского поднятия. Труды Геол. службы Грознефти, вып. 8, стр. 5—27, 1 рис., 1937.
868. Прокопов К. А. Датыхский район (Сев. Кавказ). Грозн. нефт. хоз., № 1—3, стр. 1—23, 1924.
869. Прокопов К. А. Девонские отложения на р. Теберде на Северном Кавказе. Пробл. сов. геол., № 3, 1936.
870. Прокопов К. А. Заключение о водоносности долины Алхан-чурт. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 67, стр. 37—57, 1931.
871. Прокопов К. А. Исследования в Датыхском районе в 1925 и 1926 гг. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 57, 41 стр., 1931.
872. Прокопов К. А. Исследования в районе Минеральных вод и г. Баталпашинска. Отчет о деятельн. Нефт. геол.-разв. инст. за 1934 г., стр. 18—19, 1936.
873. Прокопов К. А. Краткий отчет об исследованиях воды в районе хуторов Васильевского и Кузнецова против Старо-Грозненского района. Изв. Геол. ком., т. XXXVII, стр. 298—302, 1918.
874. Прокопов К. А. Краткий очерк верхнепалеогеновых и нижнемiocеновых отложений Северного Кавказа. Труды НГРИ, сер. А, вып. 104, стр. 1—14, 1 табл., 1938.
875. Прокопов К. А. Краткое сообщение о геологических работах в Вознесенском районе в 1923 г. Грозн. нефт. хоз., № 1—3, стр. 22—23, 1924.
876. Прокопов К. А. Нефтеносная область Кубани. Краткий обзор геологического строения, условий нефтеносности и производившихся разведочных и буровых работ в Кубанских нефтеносных районах. Труды Сов. обслед. и науч. Куб. обл., т. II, общ. часть, стр. 37—64, Екатеринодар, 1920.
877. Прокопов Е. А. Нефтеносные районы Терской области. Сборн. „Произв. силы России“. Изд. Акад. Наук. (КЕПС), т. IV, вып. 22, стр. 56—78, 1917.
878. Прокопов К. А. Ново-Грозненский (Алднский) нефтеносный район. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 134, 171 стр., 1922.
879. Прокопов К. А. Об исследованиях в листах Абинском и Эриванском. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1912 г. Изв. Геол. ком. т. XXXII, № 1, стр. 67—71, 1913.
880. Прокопов К. А. Отчет о геологических исследованиях в Вознесенском нефтеносном районе Терской обл. Изв. Геол. ком., т. XXXIV, № 1, стр. 83—89, 1915.
881. Прокопов К. А. Очерк геологических образований, по р. Кубани между Сулимовым и Красногорской. Труды Геол. службы Грознефти, вып. 8, стр. 29—62, 1 карта, 1937.
882. Прокопов К. А. Очерк геологических образований Удельной степи Ставропольской губ. Зап. Горн. инст., т. III, вып. 1, стр. 1—57, 1 карта, 3 табл., 1910.
883. Прокопов К. А. Очерк геологического строения и нефтеносности Калужского района Кубанской нефтеобласти. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 88, 62 стр., 1932.
884. Прокопов К. А. Палеогеновые отложения Северного Кавказа и задачи их дальнейшего изучения. Нефт. хоз., № 2, стр. 24—27, 1936.
885. Прокопов К. А. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Вознесенском нефтеносном районе Терской обл. в 1915 г. Изв. Геол. ком., т. XXXV, стр. 100—107, 1916.
886. Прокопов К. А. Сулакский нефтеносный район. Грозн. нефт. хоз., № 9—11 (18—20), стр. 31—39, 1923.
887. Прокопов К. А. Характеристика Кубанских нефтепромышленных районов. Нефт. и сланц. хоз., № 4, 5, 6, стр. 1—60, 4 карты, 1924.
888. Прокопов К. А. и Алферов Б. А. Черные горы и Веноевский район (Северный Кавказ). Нефт. хоз., № 7, стр. 55—70, 1 карта, 1925.
889. Прокопов К. А. и Хуциев А. А. Майкопская свита в Сулакском районе. Труды Сев.-Кавказск. конф. геол.-нефтян., вып. V, стр. 99—117, 1933.
890. Прокопов К. А., Хуциев А. А. и др. Месторождения нефти Передовых хребтов и Черных гор (новые площади Грознефти). Труды Сев.-Кавказск. конф. геол.-нефтян., вып. 5, стр. 1—154. 16 рис., 1933.

891. Проценко Т. Н. Петрографическое изучение некоторых пород с верховьев реки Кубани. Учен. зап. Ростовск. на Дону гос. унив., вып. VII, стр. 97—107, 1936.
892. Прудкин К. Н. Контакты гранита с известняками по р. Кору-су в верховьях Чегема. Учен. зап. Ростовск. на Дону гос. унив., вып. X, стр. 185—211, 6 табл., 1 карта, 1' 37.
893. Пуцаре И. В. Красногорское месторождение огнеупорных глин на Северном Кавказе. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 140, 36 стр., 2 табл., 2 рис., 1930.
894. Цидокина И. А. К вопросу о генезисе Орахомского полиметаллического месторождения. Мин. сырье, № 7, стр. 29—36, 9 рис., 1936.
895. Пустовалов И. Ф. Геологический очерк Кусарской наклонной равнины в Азербайджане. Труды ЦНИГРИ, вып. 83, 77 стр., 19: 6.
896. Пустовалов И. Ф. Гидрогеологический очерк окрестностей г. Дербента. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 20, 56 стр., 1930.
897. Пустовалов И. Ф. О возрасте покровных галечников Кусарской наклонной равнины. Матер. ЦНИГРИ. Гидрогеол., сборн. 3, стр. 26—33, 1934.
898. Пчелинцев В. Ф. Брюхоногие и пластинчатожаберные лейфасы и нижнего доггера Тетиса в пределах СССР (Крыма и Кавказа). Моногр. по палеонт. СССР, т. VIII, вып. 1, Л.-М., 1937.
899. Пчелинцев В. Ф. Брюхоногие меловых отложений Кубанской области. Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 10, стр. 1175—1193, 1 табл., 1927.
900. Пчелинцев В. Ф. Гидрогеологические исследования в Туапсинском районе Черноморского побережья. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 171, стр. 1—17, 1 карта 1931.
901. Пчелинцев В. Ф. *Leviathania Gerasimovi* gen. nov., sp. nov. из верхневаланджинских отложений Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XLV, № 9, стр. 100—104, 1 табл., 1926.
902. Пчелинцев В. Ф. Лейфас бассейнов рек Белой и Лябы на Северном Кавказе. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. LI, вып. 22, стр. 401—420, 1932.
903. Пчелинцев В. Ф. Материалы по изучению верхнеюрских отложений Кавказа. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 91, 170 стр., 8 табл., 1931.
904. Пчелинцев В. Ф. Некоторые данные о фауне верхнеюрских отложений Кубанской обл. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 115, 40 стр., 3 табл., 1 рис., 1933.
905. Пчелинцев В. Ф. Некоторые данные о фауне лужитанского яруса Кавказа. Изв. Акад. наук СССР, отд. физ.-мат., стр. 481—504, 2 табл., 1 рис., 1928.
906. Пчелинцев В. Ф. Фауна верхнего лейфаса Кавказа. Труды ВГРО, вып. 253, 1933.
907. Пчелинцев В. Ф. Фауна лейфаса Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 9, стр. 1111—1140, 1927.
908. Пчелинцев В. Ф. Фауна юры и нижнего мела Крыма и Кавказа. Труды Геол. ком. нов. сер., вып. 172, 320 стр., 9 табл., 1927.
909. Пчелинцев В. Ф. Юрская фауна долины Кубани близ станции Красногорской. Труды Геол. муз. Акад. Наук СССР, т. I, стр. 77—114, 3 табл., 1926.
910. Пятницкий П. Геологические исследования в Центральном Кавказе. I. Между Эльбрусом и Военно-Осетинской дорогой. Матер. для геол. России, т. XXI, стр. 199—234, 1904.
911. Пятницкий П. Геологические исследования в Центральном Кавказе. II. Между реками Марухом и Бахсаном. Матер. для геол. России, т. XXII, стр. 269—290, 1905.
912. Пятницкий П. П. Основные черты состава и строения Центрального Кавказа в связи с оруденением его северного склона. Труды Сев.-Кавказск. ассоц. научно-исслед. инст., вып. 30, 46 стр., Ростов на Дону, 1928.
913. Разведочные работы полевых партий Геолого-разведочного нефтяного института ГГРУ в 1928/29 г. Приложение № 2. Нефт. хоз. за 1930 г., стр. 1—13.
914. Рейндер В. В. Возраст юрских отложений в долине р. Малой Лябы (Сев. Кавказ). Труды Геол. муз. им. Петра Вел. Акад. Наук, т. II, № 3, стр. 53—60, 1919.
915. Рейнгард А. Л. Геоморфологический и геологический очерк района ставицы Темизбекской. Сборн. „Проблема Манычей.“ Труды Азово-Черном. геол. треста, вып. 15, стр. 97—114, 1936.
916. Рейнгард А. Л. Гляциально-геологические исследования в Горной Осетии в 1927 и 1928 гг. Изв. Гос. русск. геогр. общ., т. LXII, вып. 1, стр. 3—11, 1930.
917. Рейнгард А. Л. Гляциально-морфологические наблюдения в бассейнах Кубани и Кодора на Кавказе летом 1924 г. Изв. Гос. русск. геогр. общ., т. LXIII, вып. 1, стр. 5—19, 1926.
918. Рейнгард А. Л. Гляциально-морфологические наблюдения в Центральном Кавказе летом 1926 г. Изв. Гос.

- русск. геогр. общ., т. LIX, вып. 2, стр. 1—41, 1927.
919. *Реймард А. Л.* Заметка о долинах-трогах Кавказа. Изв. Кавказск. отд. РГО, т. XXIV, стр. 1—27, 1916.
920. *Реймард А. Л.* Из наблюдений летом 1927 г. в районе Кабардинских гор и Владикавказской равнины. Труды Лен. общ. естеств., т. LVIII, стр. 165—176, 1928.
921. *Реймард А. Л.* К вопросу о делении Кавказа на морфологические области. Изв. Кавказск. отд. РГО, т. XXV, № 2—3, стр. 1—36, 1917.
922. *Реймард А. Л.* К вопросу о ледниковом периоде Кавказа. Изв. Кавказск. отд. РГО, т. XXII, № 1, стр. 7—16, 1913.
923. *Реймард А. Л.* К вопросу о послетретичных тектонических движениях на Кавказе. Труды секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода, вып. IV, стр. 25—29, 1939.
924. *Реймард А. Л.* К вопросу о четвертичном оледенении Кавказа. Докл. Акад. Наук. сер. А, вып. 19, стр. 819—823, 1927.
925. *Реймард А. Л.* К истории долины Кубани. Вестн. Геол. ком., т. IV, вып. 2, стр. 14—18, 1929.
926. *Реймард А. Л.* К проблеме стратиграфии ледникового периода Кавказа. Труды Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы, вып. 1, стр. 9—31, 1 рис., 1935.
927. *Реймард А. Л.* Ледниковый период в Среднем Кавказе. Зап. Харьковск. унив., вып. 2, стр. 1—132, 1912.
928. *Реймард А. Л.* Ледниковый период Кавказа и его отношение к оледенениям Альп и Алтая. Труды II Междунар. конф. ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы, вып. II, стр. 3—14, 1933.
929. *Реймард А. Л.* Ледниковые эпохи Кавказа и их отношение к ледниковым эпохам Альп и Скандинавии. Труды Лен. общ. естеств., т. LVII, вып. 1, 1927.
930. *Реймард А. Л.* Наблюдения по четвертичной геологии в центральной части Предкавказской равнины между Кумой и Черемом (экскурсия 1931 г.). Матер. ЦНИГРИ. Регион. геол. и гидрогеол., сборн. 2, стр. 30—39, 1933.
931. *Реймард А. Л.* Некоторые геоморфологические проблемы Кавказа и пути их разрешения. К вопросу о возрасте черноморских террас. Труды I Всес. геогр. съезда 1933 г., вып. 3, 6 стр., Л., 1934.
932. *Реймард А. Л.* Несколько слов о покровных суглинках Предкавказья. Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., ч. LXIX, № 2—3, стр. 428—432, 1940.
933. *Реймард А. Л.* Несколько слов о причерноморских и долинных террасах Кавказа. Ежег. по геол. и палеонт. России, т. XVII, стр. 81—84, 1915.
934. *Реймард А. Л.* Несколько слов о хронологической связи между оледенениями Кавказа и каспийскими трансгрессиями. Зап. Росс. мин. общ., т. LXI, вып. 1, стр. 151—158, 1932.
935. *Реймард А. Л.* Предварительный отчет о географической экскурсии в Западный и Средний Кавказ летом 1914 г. Проток. Общ. испыт. прир. при Харьковск. унив., вып. 3, стр. 17—26, 1914.
936. *Реймард А. Л.* Следы ледникового периода в долине Мзымты и в окрестностях перевала Псеашка в Западном Кавказе. Труды Общ. испыт. прир. при Харьковск. унив., т. XLVI, стр. 115—136, 1913.
937. *Реймард А. Л.* Снеговая граница в Западном Кавказе между Эльбрусом и Марухом. Изв. Кавказск. отд. РГО, т. XXIV, № 3, стр. 1—58, 1916.
938. *Реймард А. Л.* Снеговая граница в Среднем Кавказе в верховьях Уруха, Ардона и Риона. Изв. Кавказск. отд. РГО, т. XXV, № 2—3, стр. 1—18, 1917.
939. *Реймард А. Л.* Современное состояние исследованности четвертичных отложений Закавказья. Труды Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода (INQUA), вып. IV, стр. 102—103, 19. 9.]
940. *Реймард А. Л.* Стадии отступления делювиальных ледников в бассейнах Теберды и Кубани. Изв. Кавказск. отд. РГО, т. XXIII, № 2, стр. 1—32, 1915.
941. *Реймард А. Л.* Стратиграфия ледникового периода Альп по П. Вэку и А. Пэнку и оледенение Кавказа. Матер. по четвертич. периоду, стр. 33—45, 1936.
942. *Реймард А. Л.* Успехи четвертичной геологии СССР за последние двадцать лет (1917—1937) и некоторые выдвинутые ею проблемы. Изв. Гос. геогр. общ., т. LXX, вып. 1, стр. 3—15, 1938.
943. *Реймард А. Л.* Четвертично-геологическая экскурсия от Ростова на Дону до Теберды. Путев. экскурс. 2-й четвертично-геол. конф., стр. 197—209, Л., 1933.
944. *Реймард А. Л.* Четвертичные отложения Азово-Черноморского края и задачи их дальнейшего изучения в связи с промышленным и сельскохозяйственным строительством. Труды

- ды I Азово-Черном. краев. геол. конф., т. I, стр. 111—119, Ростов на Дону, 1935.
945. *Ремартен В. П.* Военно-Грузинская дорога. Междунар. геол. конгр., XVII сессия в СССР. Эскурсия по Кавказу (Ростов—Тбилиси), 1937.
946. *Ремартен В. П.* Вулканические туфы в окрестностях Нальчика на Северном Кавказе. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 2, стр. 213—233, 1930.
947. *Ремартен В. П.* Вулканический пепел в окрестностях слободы Нальчик в связи с геологическим очерком прилегающей местности. Изв. Геол. ком., т. XXXI, № 6, стр. 385—427, 1912.
948. *Ремартен В. П.* Геологические исследования в Тагаурской Осетии на Северном Кавказе. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 25, стр. 1—52, 3 табл., 1 рис., 1933.
949. *Ремартен В. П.* Геологические наблюдения в Кайтаго-Табасаранском и Даргинском округах в Дагестане. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 66, 16 стр., 1927.
950. *Ремартен В. П.* Геологический очерк окрестностей Мацестинских и Агурских минеральных источников. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 56, 3 табл., 108 стр., 1927.
951. *Ремартен В. П.* Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 148, стр. 1—79, 1 карта, 2 табл., 1932.
952. *Ремартен В. П.* Горная Ингушетия. Геологические исследования в долинах рек Ассы и Камбилеевки на Северном Кавказе. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 63, стр. 1—192, 1 карта, 6 табл., 9 рис., 1931.
953. *Ремартен В. П.* Доклад об исследованиях по ледниковому периоду в долине Баксана. Изв. Русск. геогр. общ., II, стр. 62, 1915.
954. *Ремартен В. П.* История долины Ассы на Северном Кавказе. Изв. Гос. русск. геогр. общ., т. LVII, вып. 2, стр. 53—106, 9 рис., 1925.
955. *Ремартен В. П.* Каменный уголь в Зеленчукском районе на Северном Кавказе (по исследованиям 1919 г.). Изв. Геол. ком., т. XLV, № 10, стр. 1167—1199, 1 карта, 1926.
956. *Ремартен В. П.* Краткий геологический очерк местности вдоль северной части проектируемой Перевальной железной дороги (в книге „Геол. исслед. в области Перевальной жел. дор. через главный Кавказский хребет“). 10 стр., 1 карта, СПб., 1914.
957. *Ремартен В. П.* Майрамадагские нефтепроявления в Северной Осетии. Отчет о сост. и деятельн. Нефт. геол.-разв. инст. за 1936 г., стр. 42—43, 1933.
958. *Ремартен В. П.* Нальчикины (флоридиновые глины в окрестностях Нальчика на Северном Кавказе). Отблеивающие земли СССР. Госиздат, стр. 273—300, 4 рис., 1933.
959. *Ремартен В. П.* Новые данные по тектонике Кавказа. Зап. Росс. мин. общ., часть IV, вып. 2, стр. 299—313, 1 табл., 1916.
960. *Ремартен В. П.* Об интрузиях района Военно-Грузинской дороги. Зап. Всеросс. мин. общ., ч. LXIX, № 2, 3, 1940.
961. *Ремартен В. П.* Общий очерк тектоники Кавказа. Труды Междунар. геол. конгр., XVII сессия, т. II, 1939.
962. *Ремартен В. П.* О геологических исследованиях в бассейнах рек Нальчика и Шалушки. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1919 г. Изв. Геол. ком., т. XXIX, № 2, стр. 75—79, 1919.
963. *Ремартен В. П.* О геологических исследованиях в бассейнах рек Чегема, Шалушки и Нальчика. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1919 г. Изв. Геол. ком., т. XXX, № 3, стр. 172—175, 1911.
964. *Ремартен В. П.* О геологических исследованиях в окрестностях Мацестинских и Агурских минеральных источников. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1918 г. Изв. Геол. ком., т. XXXVIII, № 1, стр. 106—109, 1919.
965. *Ремартен В. П.* О геологических исследованиях в пределах Чегемо-Баксанского водораздела. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1913 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 2, стр. 52—55, 1914.
966. *Ремартен В. П.* О геологических исследованиях в средней части бассейна р. Баксана. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1912 г. Изв. Геол. ком., т. XXXII, № 1, стр. 29—32, 1913.
967. *Ремартен В. П.* О геологических исследованиях в средней части бассейна р. Чегема. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1911 г. Изв. Геол. ком., т. XXXI, № 1, стр. 49—43, 1912.
968. *Ремартен В. П.* О геологических исследованиях между Владикавказом и Дарьяльским ущельем. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1914 г. Изв. Геол. ком., т. XXXVIII, № 1, стр. 46—43, 1919.
969. *Ремартен В. П.* О геологических исследованиях на ленобережьях Безангневского Черема и по р. Хнеу. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком.



- в 1914 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIV, № 1, стр. 191—195, 1915
970. *Ремартен В. П.* О кавказских „*Reptilien-Lage*“. Изв. Геол. ком., т. XLII, № 5—9, стр. 119—127, 2 т. бл., 1923.
971. *Ремартен В. П.* Орбитонды и нуммулиты южного склона Кавказа. Труды ГГРУ, вып. 24, 42 стр., 3 табл., 11 рис., 1931.
972. *Ремартен В. П.* Отчет об исследовании вдоль Военно-Грузинской дороги в 1917 г. и от Владикавказ до Дарьяла. Изв. Геол. ком., 1919 г., т. XXXVIII, № 1, стр. 36—43, 1923.
973. *Ремартен В. П.* О фауне меловых и титонских отложений юго-восточного Дагестана. Изв. Геол. ком., т. XXVIII, № 9, стр. 687—690, 2 табл., 1929.
974. *Ремартен В. П.* Очерки месторождений полезных ископаемых и минеральных источников Южного Дагестана. Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 3, стр. 207—244, 1927.
975. *Ремартен В. П.* О четвертичных отложениях Минераловодского района. Отчет о сост. и деятельности. Геол. ком. за 1921 г. Изв. Геол. ком., 1922, т. XXI, № 10, стр. 411—414, 1926.
976. *Ремартен В. П.* По поводу одной работы по геологии Кавказа. Геол. вестн., т. III, № 1—6, стр. 97—98, 1917.
977. *Ремартен В. П.* Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Труды III Всес. съезда геол. в 1928 г. в Ташкенте, стр. 243—254, 1930.
978. *Ремартен В. П.* Фауна меловых отложений Ассинско-Камбилеевского района на Кавказе. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 147, 132 стр., 9 табл., 1926.
979. *Ремартен В. П.* и *Гатюев С. А.* Гидрогеологический очерк бассейна р. Терек. Труды Геол. инст. Акад. наук СССР, т. VI, стр. 25, 1935.
980. *Ремартен В. П.* и *Герасимов А. П.* Южные складчатые цепи Советского Союза и Альпийская система. Сборн. „Французская научная делегация в СССР“. Докл. в ЦНИГРИ, стр. 40—55, ОНТИ, 1934.
981. *Ремартен В. П.* и *Шабретолюц К. Н.* Объяснительная записка к листу К-78 (Ереван—Тбилиси). Геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000, 35 стр., Л.-М., 1941.
982. *Робинсон В. Н.* Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 226, 59 стр., 1 карта, 1932.
983. *Робинсон В. Н.* Геологический очерк района средних течений рек Аксаута и Маруха. Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. 1, 1938.
984. *Робинсон В. Н.* Карбоновые отложения Северного Кавказа и их угленосность. Сборн. „Природ. богатства Сев.-Кавказск. края“, стр. 140—144. Пятигорск, 1935.
985. *Робинсон В. Н.* Краткий геологический очерк месторождений ископаемых углей каменноугольной системы в Кубанском крае. Труды Сов. обслед. и изуч. Куб. края, т. VI, вып. 4, 15 стр., 1922.
986. *Робинсон В. Н.* К стратиграфии верхнего триаса Северного Кавказа и Закавказья. Матер. ЦНИГРИ, палеонт. и стратигр., сборн. 3, 1937.
987. *Робинсон В. Н.* Материалы по палеонтологии карбона, перми и триаса Северо-Западного Кавказа. Труды 1-й Азово-Черном. геол. конф., т. 1, стр. 88—101. Ростов на Дону, 1935. То же — извлечение из доклада. Геология на фронте индустрии, № 5, стр. 11—18, 1935.
988. *Робинсон В. Н.* Месторождения углей карбонового возраста в Карачае. Сборн. „Ископаемый уголь Карачаевской авт. обл.“, стр. 5—15, Микоян-Шахар, 1933.
989. *Робинсон В. Н.* Новые данные о геологическом строении Северного Кавказа в бассейнах рек Белой и Лабы (Куб. обл.). Изв. Акад. Наук, стр. 33—38, 1913.
990. *Робинсон В. Н.* Объяснительная записка к листу К-57 (Батуми). Геол. карта СССР, масштаб 1:1 000 000, 20 стр., Л.-М., 1933.
991. *Робинсон В. Н.* О геологических исследованиях в бассейнах рр. Малой и Большой Лабы, Белой и Мзымты. Отчет о сост. и деятельности. Геол. ком. за 1925/26 г., стр. 116—118, Л., 1927.
992. *Робинсон В. Н.* О геологических исследованиях в бассейне рр. Малой и Большой Лабы на Северном Кавказе. Отчет о сост. и деятельности. Геол. ком. в 1924 г. Изв. Геол. ком., т. XLIV, № 2, стр. 105—106, 1925.
993. *Робинсон В. Н.* О геологических исследованиях в бассейне р. Малой Лабы (Лабинское пересечение). Отчет о сост. и деятельности. Геол. ком. в 1925 г. Изв. Геол. ком., т. XLV, № 4, стр. 276—277, 1926 (1927).
994. *Робинсон В. Н.* Очерк геологического строения района Красной Поляны на Кавказе. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. LI, вып. 73, стр. 1079—1091. 1 карта, 1932.
995. *Робинсон В. Н.* Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа. Нов. данные по стратигр. и гидро-

- геол. Сев. Кавказа. Сев. Кавк. геол. упр., стр. 5—32. М.-Л. 1946.
996. *Робинсон В. Н.* Стратиграфический очерк и фауна аммонитов верхнего триаса Северного Кавказа. Изв. Акад. наук, сер. геол., № 4, стр. 549—571. 2 табл., 1926.
997. *Робинсон В. Н.* Через Главный Кавказский хребет и Кавказский государственный заповедник. Экскурсия по Кавказу. Главный хребет — Заповедник. Междунар. геол. конгр., XVII сессия, 1937.
998. *Робинсон В. Н.* и *Нихшич И. И.* Заметка о продуктивной толще каменноугольных отложений на северном склоне Кавказа в пределах Кубанской области. Изв. Геол. ком., т. XXXV, № 5, стр. 555—571, 1 карта, 1916.
999. *Родендорф В. Н.* О миоценовой фауне насекомых окрестностей г. Ворошиловска. Природа, № 12, стр. 85—88. 3 рис., 1939.
1000. *Родионов В. Е.* Некоторые данные об оловоносности бассейнов рек Большой Лабы и Б.лой. Геология на фронте индустр., № 5, стр. 32—36. 2 рис., 19 5.
1001. *Родионов В. Е.* Оползень 1-го километра Черноморской железной дороги. Геология на фронте индустр., № 7, стр. 26—28. 1935.
1002. *Родионов В. Е.* Оползень у турбинного зала Гизельдонской гидроэлектростанции. Геология на фронте индустр., № 4, стр. 17—19. 1933.
1003. *Родионов В. Е.* Оползень 63-го километра Черноморской железной дороги. Геология на фронте индустр., № 8, стр. 13—16, 3 рис., 1935.
1004. *Родионов В. Е.* Оползневые явления в районе Кубанского водохранилища канала Кубань — Маныч. Сборн. „Проблема Маныча“. Труды Азово-Черном. геол. треста, вып. 15, стр. 43—93. 18 рис., 2 табл., 1936.
1005. *Рожков В. Н.* Рудоносность верхней части р. Самура в Горном Дагестане. Отчет о геол.-поиск. работах в 1927 г. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 168, 40 стр., Л., 1933.
1006. *Розанов А. Н.* Геологические исследования в Терском хребте между меридианами горы Горской и горы Ястребиной в 1924 г. Нефт. хоз., № 3, стр. 342—346. 1 табл., 1926.
1007. *Розанов А. Н.* Геологическое строение Назрановской возвышенности в связи с задачами изучения нефтеносности района. Нефт. хоз. т. XIV, № 5 стр. 581—592, 1928.
1008. *Розанов А. Н.* К геологии Брагундского нефтяного месторождения. Нефт. хоз., № 2, стр. 188—193, 1926.
1009. *Розанов А. Н.* Материалы по геологии Кавказских предгорий между Грозным и Чир-юртом. Ст. 2. Краткий очерк неогеновых отложений района. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., нов. сер., т. XXVIII, отд. геол., т. III, вып. 1—2, стр. 3—28, 1925.
1010. *Розанов А. Н.* Рекогносцировочные исследования на нефть в полосе третичных отложений по северному склону Кавказского хребта между рр. Ардоном и Камбилеевкой в 1925 г. Нефт. хоз., № 6, стр. 798—807, 1927.
1011. *Розанов Л. Н.* Материалы к петрографии юрских отложений Дагестана. Зап. Всеросс. мин. общ. II сер., ч. LXVIII, вып. 4, стр. 622—627, 3 табл., 1939.
1012. *Розанов Л. Н.* Тектоника северо-восточной части Дагестана. Сов. геол., № 7, стр. 86—100, 5 рис., 1 карта, 1940.
1013. *Розанов Л. Н.* Явления подводных оползней в сенонских отложениях Дагестана. Зап. Ленингр. Горн. инст., т. XII, вып. 3, стр. 145—152, 11 рис., 1939.
1014. *Розова Е. А.* Глубинное строение земной коры Кавказа. Труды Сейсмол. инст. Акад. Наук СССР, № 94, стр. 23—34, 1 карта, 1939.
1015. *Романовский Г.* и *Чернышев Ф.* Отчет об осмотре месторождений свинцовых и цинковых руд, разрабатываемых г. Глебовым в Нагальном крае. Горн. журн., т. I, № 2, стр. 223—232, 1935.
1016. *Россигов К. И.* О ледниках северного склона бокового Кавказского хребта в пределах Терской обл. Изв. Кавказск. отд. Русск. г.-огр. общ., т. X, вып. 2, стр. 35—46, 1886 (1888).
1017. *Ростовцев Н. Н.* Сухие (безводные) газовые струи высокогорной части Восточного Кавказа. Грозненск. нефтяник, № 1, стр. 57—62, 1 рис., 1938.
1018. *Рувелич К. Ф.* Некоторые результаты геологических исследований по восточному берегу Черного моря и несколько слов о кавказском флише. Горн. журн., т. III, № 9, стр. 429—456, 1 табл., 1887.
1019. *Руженинов В. Е.* Бенойско-Латахский нефтеносный район. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 7, 76 стр., 1932.
1020. *Руженинов В. Е.* Подразделение апшеронского яруса в связи с изучением апшеронских отложений хребта Малого Харамы. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. VI, № 3/4, 1928.

1021. *Русанов Н. К.* Краткий геологический очерк верховьев р. Ахтычай в Южном Дагестане. Труды по геологии и полезн. ископ. Сев. Кавказа, сборн. II, стр. 119—122, 2 табл. 1938.
1022. *Ляблин А. Н.* Новые материалы по остеологии *Cetotherium mayeri* Grandt из верхнего сармата Северного Кавказа. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 350, стр. 1—19, 4 табл. 1934.
1023. *Рябинин А. Н.* Через Чанчакский перевал. Геологические исследования 1912 г. в Главном Кавказском хребте вдоль маршрута Тيونеты-Шалежи. Геол. исслед. в обл. Перевальной жел. дор. через Главн. Кавказск. хребет, стр. 1—23, 4 табл., 1 разрез, 1 карта, СПб., 1914.
1024. *Саакян П. С.* Геологическое строение и генезис Танадонского месторождения Центрального Кавказа. Труды Всес. научно-исслед. инст. мин. сырья, вып. 136, стр. 1—52, 28 рис., 1939.
1025. *Саакян П. С.* Итоги работ Северо-Кавказской экспедиции. Мин. сырья, т. XI, № 7, стр. 1—6, 1935.
1026. *Саакян П. С.* К металлогении Центрального Кавказа. Редкие и цветные металлы. Труды Всес. научно-исслед. инст. мин. сырья, вып. 147, стр. 19—23, 1939.
1027. *Саакян П. С.* и *Лялин К. И.* Основные черты металлогении Центрального Кавказа. Труды Всес. научно-исслед. инст. мин. сырья, вып. 176, 1941.
1028. *Саакян П. С.* Пути освоения рудных недр Центрального Кавказа. Сов. геол., т. VIII, № 5, стр. 27—43, 1 рис., 1938.
1029. *Сазонов И. Ф.* Огнеупорные глины на Северном Кавказе. Разведка недр, № 22, стр. 3—6, 1936.
1030. *Саидов М. Н.* Геологический очерк Миятлинского нефтеносного района. Труды Нефт. геол.-разв. инст., стр. А, вып. 81, стр. 1—17, 1 рис., 1934.
1031. *Саидов М. Н.* О новом куполовидном поднятии Чубар-арка в Буйнакском районе. Труды Сев.-Кавказск. конф. геол.-нефтян., вып. VI, стр. 212—218, 1934.
1032. *Самодуров П. С.* Фосфориты из района Чегет-джора в Кабардино-Балкарии. Учен. зап. Ростовск. на Дону гос. ун-ва, вып. X, стр. 177—184, 1 табл., 1937.
1033. *Северов И.* Физико-географическая характеристика Донецкого Бассейна. Гидр. очерк Дон. бас. изд. ГГРУ, стр. 9—23, 1930.
1034. Северо-Кавказский край. Малая советская энциклопедия, т. VII, стр. 717—724, 1 карта, 1939.
1035. *Сельский В. А.* К вопросу о строении Затеречной равнины. Нефт. хоз., т. XXI, № 8—9, стр. 104—113, 1931.
1036. *Сельский В. А.* Кубанское месторождение марганца. Труды Сев.-Кавказск. ассоц. научно-исслед. инст., № 16, вып. 4, 170 стр., 19 6.
1037. *Семинский К.* Заметка о плiocеновых отложениях окрестностей Керчи и Тамани. Проток. засед. Общ. естеств. при Юрьевск. ун-ва, стр. 1—46, т. XIV, 1904 (1905).
1038. *Сердюченко Д. П.* Альмандины из некоторых месторождений Северного Кавказа и Украины. Зап. Росс. мин. общ., II сер., ч. LXII, № 1, стр. 97—102, 1933.
1039. *Сердюченко Д. П.* Горные богатства и минерально-сырьевые ресурсы Сев.-Кавказск. края. Изд. уполн. НКТП на Сев. Кавказе, 33 стр., 1932.
1040. *Сердюченко Д. П.* Граниты Бескеса и Мощевой и их контакты со змеевиками. СОПС и Петрогр. инст. Акад. Наук, сер. северокавказск., вып. 1, стр. 155—206, 2 табл., 7 рис., 1936.
1041. *Сердюченко Д. П.* Геологический возраст гранитов и серпентинитов Северо-Западного Кавказа. Учен. зап. Ростовск. гос. ун-ва, вып. III, стр. 96—99, Ростов на Дону, 1935.
1042. *Сердюченко Д. П.* Диопсид с хребта Эхреску в Карачае. Зап. Всес. мин. общ., II сер., ч. LXVI, № 3, стр. 474—477, 1937.
1043. *Сердюченко Д. П.* Кварцевый порфир с Большой Лабы. Учен. зап. Ростовского на Дону гос. ун-ва, вып. X, стр. 55—68, 1 табл., 1937.
1044. *Сердюченко Д. П.* Минералогический петрографический очерк серпентинитов реки Малки. Учен. зап. Ростовск. гос. ун-ва, вып. III, 1935.
1045. *Сердюченко Д. П.* Немалиты и бруситы из района горы Беден на Северном Кавказе. Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., ч. LXII, стр. 363—375, 1933.
1046. *Сердюченко Д. П.* Редкие и благородные металлы на Северном Кавказе и пути изыскания их новых месторождений. Сборн. „Северный Кавказ—мощная минерально-сырьевая база СССР“, стр. 130—193, Ростов на Дону, 1932.
1047. *Сердюченко Д. П.* Хромовые нитрониты и их генетические отношения к змеевикам на Северном Кавказе. Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., ч. LXII, стр. 376—391, 1933.

1048. *Сермягин В. А.* Известняки и мергели окрестностей сел. Ахатлы, Ходжал-махи и Верхнего Дженгутая (Сев. Дагестан). Матер. ЦНИГРИ, полезн. ископ., сборн. 1, стр. 21—27, 2 рис., 1933.
1049. *Сермягин В. А.* Материалы к петрографии осадочных пород Северного Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 13, стр. 1417—1444, 3 табл., 1 рис., 1929.
1050. *Сидоропуло Н. И.* Полезные ископаемые прр. Мамхурца и Дамхурца (левые притоки р. Большой Лабы). Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ. сборн. V, стр. 93—111, 2 рис., 2 карты, 1938.
1051. *Симонович С.* О некоторых меловых образованиях Кавказа. Речи и проток. VI съезда Русск. естеств. и врачей, стр. 350—351, СПб., 1880.
1052. *Симонович С., Бацевич Л. и Сорокин А.* Геологическое описание Пятигорского края. Матер. для геол. Кавказа, сер. I, кн. 6, 1976.
1053. *Симонов Н. С.* Лавы Казбекского района, как кислотоупорный строительный материал. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 341, 1934.
1054. *Синцов И. Ф.* Дополнительные сведения о колодцах Ставропольской губернии. Зап. СПб. мин. общ., 2 сер., ч. XLVIII, вып. 1, стр. 297—318, 1912.
1055. *Синцов И. Ф.* Новые данные о буровых колодцах Ставропольской губернии. Зап. СПб. мин. общ., 2 сер., ч. XLVI, вып. 1, стр. 125—138, 1908.
1056. *Синцов И. Ф.* О буровых и копаных колодцах казенных винных складов. Зап. СПб. мин. общ., 2 сер., ч. XLIV, вып. 1, стр. 91—153, 1906.
1057. *Синцов И. Ф.* О буровых и копаных колодцах казенных винных складов. Зап. СПб. мин. общ., 2 сер., ч. XLVI, стр. 1 124, 1908.
1058. *Синцов И. Ф.* О некоторых развернутых формах аммонитид из верхнего неогена России. Матер. для геол. России, т. XXII, стр. 293—332, 8 табл., 4 рис., 1905.
1059. *Ситковский И. Н.* Интрузивные породы северо-восточной части Азербайджанской ССР. Труды Груз. геол. упр., вып. 11. „Интрузивы Закавказья“, 1941.
1060. *Ситковский И. Н.* Дашкесанское месторождение железа в свете новых данных. Труды Азерб. геол. управл. т. II, 1941.
1061. *Ситковский И. Н.* К вопросу о наиболее древней металлогенической эпохе Кавказа. Геология на фронте индустр., № 6, стр. 3—7, 1 рис., 1935.
1062. *Ситковский И. Н.* О зональности рудных проявлений в западной части Кабардино-Балкарнии. Геология на фронте индустр., № 7—8, стр. 15—22, 1 рис., 1935.
1063. *Ситковский И. Н.* Полиметаллическое месторождение Тырны-ауз в бассейне р. Баксана (Сев. Кавказ). Зап. Всеросс. мин. общ., ч. LXIII, № 1, стр. 179—229, 10 рис., 1934.
1064. *Ситковский И. Н.* Серебро-свинцово-цинковое месторождение на горе Тызыл быв. Нагорного округа Кабардино-Балкарской автономной области. Геология на фронте индустр., № 7—8, стр. 22—30, 2 рис., 1935.
1065. *Ситковский И. К.* Садонское серебро-свинцово-цинковое месторождение. Труды Инст. прикл. минер., № 50, 1931.
1066. *Славянов Н. Н.* О некоторых малоизвестных минеральных источниках Кубанской области. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 82, 74 стр., 18 рис., 1928.
1067. *Смирнов В. П.* Геологические изыскания в районе Черной реки (близ г. Владикавказа). Труды Сев.-Кавказск. асоц. научно-исслед. инст., № 41, стр. 13—16, 1928.
1068. *Смирнов В. П.* *Descaroda* из рыбных пластов на Черной реке в окрестностях Владикавказа. Труды Сев.-Кавказск. асоц. научно-исслед. инст. № 59, стр. 1—48, 54 рис., 1929.
1069. *Смирнов В. П.* Рыбы северокавказского олигоцена (Чернореченский район). Труды Узбекс. гос. унив., т. V, стр. 43—121, 15 табл., 23 рис., Самарканд, 1936.
1070. *Смирнов И. А. и Минаков М. А.* Коренные месторождения олова и золота в Чегемском ущелье. Мин. сырье, № 12, стр. 4—13, 1933.
1071. *Собиев И. А.* Минеральный источник Чуалтас в Ирафском районе Северо-Осетинской АССР. Учен. зап. Северо-Осетинск. гос. педагог. инст., т. II (XV), вып. 2, стр. 111—121, 6 рис., Орджоникидзе, 1941.
1072. *Собиев И. А.* Цементное сырье местности Чуалтас. Учен. зап. Северо-Осетинск. гос. педагог. инст., т. II (XV), вып. 2, стр. 99—109, 3 рис., Орджоникидзе, 1941.
1073. *Соколова Е. И.* Годовой отчет о работе 1935 г. Отчет о сост. и деятельности. Нефть. геол.-разв. инст. за 1935 г., стр. 14, Л., 1935.
1074. *Соколов М. И.* Геологическое строение Северо-Западного Кавказа по

- маршруту Ставропольская — Тенгинка — Туапсе. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., № 6, 1939.
1075. Сочолов Н. А. Геологические исследования вдоль линии железных дорог Тихорецкая — Царицын и Лихая — Кривая Музга. Изв. Геол. ком., т. XII, № 6, стр. 387—116, 193.
1076. Сочолов Н. А. К истории Причерноморских степей с конца третичного периода. Почвоведение № 2, 44 стр., 1934.
1077. Сочолов Н. А. Неоген-третичные отложения Южной России. Труды Геол. ком., т. IX, № 2, 338 стр., 1893.
1078. Сочолов Н. А. О неогеновых отложениях по нижнему Дону и о северной границе распространения понтийских отложений в Европейской России. Изв. Геол. ком., т. X, № 2, стр. 29—51, 1891.
1079. Соловьев В. Н. К вопросу о возрасте древних гранитов Кавказского хребта. Зап. Всеросс. мин. общ., 2 сер., LXIV, вып. 2, 1935.
1080. Соловьев В. Н. Отчет о работах в Садонском районе. Отчет о сост. и деятельности. Геол. ком. за 1925/26 г., стр. 15—196, 1927.
1081. Соловьев В. Н. Отчет о работах в Садонском районе в 1927 г. Отчет о сост. и деятельности. Геол. ком. за 1926/27 г., стр. 208, 1929.
1082. Соловьев С. П. Геологическое строение и минеральные ресурсы бассейнов рек Тышля, Урду и Гижгита. Труды ЦНИГРИ, вып. 89, 1935.
1083. Соловьев С. П. Геолого-петрографический очерк верховьев р. Ирка (юго-восточное подножье Эльбруса). Изв. ГГРУ, ч. L, вып. 18, стр. 231—259, 1 карта, 1931.
1084. Соловьев С. П. Деллениты (дацитоляпариты) в районе р. Кыртка (приток р. Баксана, Сев. Кавказ). Зап. Росс. мин. общ., 2 сер., ч. LX, вып. 2, стр. 260—272, 1 карта, 1931.
1085. Соловьев С. П. Зональное распределение металлов в районе Тырны-ауз (Сев. Кавказ). Прол. сов. геол., № 9, 1937.
1086. Соловьев С. П. Кислотоупорные и каменнотейные материалы Северного Кавказа. Сборн. „Природные богатства Северо-Кавказского края“, Пятигорск, 1935.
1087. Соловьев С. П. Краткий геологический очерк верховьев р. Баксана (южное и восточное подножье Эльбруса). Предв. отчет о работах 1939 г. в Кабардино-Балкарской авт. обл. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. LI, вып. 37, стр. 567—581, 1 карта, 1932.
1088. Соловьев С. П. Кристаллические сланцы Главного Кавказского хребта и их генезис. Сов. геол., № 8, 1937.
1089. Соловьев С. П. Ледник Ирка (юго-восточный склон Эльбруса). Изв. Русск. геогр. общ., т. LXIII, вып. 2—3, стр. 117—123, 1931.
1090. Соловьев С. П. Молодые интрузии и контактовый метоморфизм рудоносного района Тырны-ауз. Петрография СССР, сер. II, вып. 6, Акад. Наук СССР, 161 стр., 8 табл., 1 карта, 1940.
1091. Соловьев С. П. Высокогорный курорт Адыл-су и его окрестности (Кабардинская АССР). (Географо-геологическая характеристика). Изв. гос. геог. общ. № 1, 1939, стр. 16—32, 2 рис.
1092. Соловьев С. П. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Приэльбрусском районе в 1931 г. Матер. ЦНИГРИ, регион. геол., сборн. 2, стр. 50—57, 1 карта, 1933.
1093. Соловьев С. П. Происхождение кристаллических сланцев верховьев р. Баксана. Зап. Всеросс. мин. общ., 2 сер., ч. 67, вып. 2, 1938.
- 1093а. Соловьев С. П. и Никитский Х. С. Аномальные гранаты района Тырны-ауз и переход их в изотропное состояние при нагревании. Зап. Всеросс. мин. общ., 2 сер., ч. 67, вып. 4, 1933.
1094. Соловьев С. П. Рудоносный район Тырны-ауз. Петрография СССР, сер. 2, монография, вып. 6, 1940.
1095. Соловьев С. П. Чегемская вулканическая область и район бассейнов рек Кестинты и Сакашиль (Сев. Кавказ). Труды ЦНИГРИ, вып. 103, 1933.
1096. Соловьев С. П. Четвертичные эффузия Казбекского и Кельского районов. Геология СССР, т. X, Закавказье, стр. 417—420, 1941.
1097. Соловьев С. П., Голубев Н. А. и Рязина Б. Первая находка минералов теллура на Кавказе. Изв. Акад. Наук СССР, № 5, стр. 133—171, 2 рис., 1939.
1098. Соловьев С. П. (совместно с Голубевым Н. А.). Геологический очерк западной части Верхней Сванетии. Труды ВСЕГЕИ, вып. 137, 1941.
1099. Справочник по полезным ископаемым Северо-Кавказского края. Ростов на Дону, 1933.
1100. Стрелбицкий Е. А. О тектонике Новогрозненского района. Нефт. хол., № 11, стр. 13—18, 10 рис., 1935.
1101. Степанов А. Н. 1. Гравиметрическая разведка Затеречной равнины. 2. Результаты гравиметрических работ в Калмыцкой области. Труды

- Сев.-Кавк. конф. геол.-нефтян., вып. 7, стр. 61—85; 12 рис., 1934.
1102. *Степанов П. И.* Большой Донбасс. Докл. на засед., посвященном 50-летию геол.-разв. службы СССР, Л.-М., 1932.
1103. *Степанов П. И.* Геологический разрез Донецкого каменноугольного бассейна по линии: слобода Аграфеновская — станция Должанская — хут. Таловой. Изв. Геол. ком., т. XXVIII, стр. 375—413, 1 табл., 1909.
1104. *Степанов П. И.* Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание пл. шета VII-26 (Ровеньки — Нагольня). Изд. Геол. ком., 1911.
1105. *Степанов П. И.* Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Планшеты VII-27 Должанский район (1913 г.) и VII-28 ст. Гуково (1915 г.), Изд. Геол. ком.
1106. *Степанов П. И.* Угольные месторождения Северо-Кавказского края. Сборн. „Северный Кавказ — мощная минерально-сырьевая база СССР“, стр. 25—42, Ростов на Дону, 1932.
1107. *Степанов П. И., Проктолов Е. А. и Рейнгард А. Л.* Объяснительная записка к листу L-37 (Ростов). Геол. карта СССР, масштаб 1:100 000, 57 стр., Л.-М., 1944.
1108. *Стрателич А. Д.* Разрезы нескольких буровых скважин в Ставропольской губернии. 78 и 96-й листы общей геол. карты. Труды Сгавр. общ. для изуч. Сев.-Кавказск. края, т. 1, стр. 38—70, СПб., 1911.
1109. *Стрѣженко И. Д.* Геологическое строение горной Дигории. Изв. Новочерк. индустр. инст., т. II (20), 1911.
1110. *Стрѣженко И. Д.* Геолого-минералогическая характеристика вольфрамовых месторождений на Северном Кавказе. Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., ч. LXVIII, № 2, стр. 339—355, 1939.
1111. *Стрѣженко И. Д.* К геологии и петрографии диоритов Горной Дигории (Сев. Осетия). Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. III, стр. 119—178, 4 рис., 1938.
1112. *Стрѣженко И. Д.* К геолого-минералогической и промышленной характеристике рудных жил Сангутинского ущелья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Азово-Черном. геол. треста, сборн. II, стр. 81—114, 18 рис., 1 карта, 1938.
1113. *Стрѣженко И. Д.* Материалы к изучению оловянности Северо-Кавказского и Азово-Черноморского краев. Геология на фронте индустр., № 4, стр. 17—21, 1 рис., 1935.
1114. *Стрѣженко И. Д.* Неонитрузии Дигории и отношение их к рудным месторождениям. Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., ч. LXVI, № 4, стр. 781—795, 2 табл., 1937.
1115. *Стрѣженко И. Д.* Новые данные по геологии диоритов центральной части Кавказа (Горная Дигория). Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сборн. III, стр. 179—186, 2 табл., 1938.
1116. *Стрѣженко И. Д.* Хуланлояское сурьмяно-вольфрамовое месторождение (Сев. Кавказ). Изв. Новочерк. индустр. инст. им. Орджоникидзе, т. V, стр. 101—121, 14 рис., 1939.
1117. *Стрѣженко А. А.* К геологии округа Пятигорских минеральных вод. *Fa-langimien* и *Hauterivien* в окрестностях Кисловодска. Ежег. по геол. и минер. России, т. X, стр. 113—145, 1938.
1118. Стратиграфия СССР. Изд. Акад. Наук СССР, т. XII, Неоген. 1940.
1119. *Стрѣженко И. Н.* Геологическое строение Даргавского ущелья и месторождения графита в его верховьях. Изв. Кавказск. отд. ИРГО, т. XIV, 1931.
1120. *Субботина Н. Н.* Исследование микрофауны Апшеронского района (Сев. Кавказ). Нефт. хоз., № 11, стр. 24—31, 2 рис., 1935.
1121. *Субботина Н. Н.* К находке фораминифер в верхнем майкопе на Северном Кавказе. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 60, стр. 1—15, 1 табл., 1936.
1122. *Субботина Н. Н.* Распределение микрофауны в фораминиферных слоях района р. Нальчика и Черных гор (Сев. Кавказ). Информ. сборн. Нефт. геол.-разв. инст., № 4, стр. 97—110, 1933 (1934).
- 1122a. *Субботина Н. Н.* Распространение микрофауны в майкопских и хадумских отложениях Северного Кавказа, стр. 43—63, 1938.
1123. *Субботина Н. Н.* Стратиграфия нижнего палеогена и верхнего мела Северного Кавказа по фауне фораминифер. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 96, 1936.
1124. *Субботина Н. Н.* Фораминиферы нижнетретичных отложений СССР. Сборн. статей по микрофауне. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 116, стр. 31—65, 3 табл., 1939.
1125. *Сухарев Г. М.* Ново-Грозненский нефтеносный район, стр. 1—72, 10 рис., Баку, 1936.
1125. *Сухарев Г. М.* О новой промышленно-нефтеносной площади Ачи-су

- в Дагестане. Грозненск. нефтяник, № 11—12, стр. 7—19, 6 рис., 1935.
1127. *Галдыкин С. И.* О генезисе Малкинского железно-хромово-никелевого месторождения. Геология на фронте индустр., № 7—9, стр. 31—38, 1933.
1128. *Галдыкин С. И.* О самородных мышьяке и меди в Садонском свинцово-цинковом месторождении. Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., ч. LXVIII, вып. 3, стр. 465—469, 1929.
1129. *Галдыкин С. И.* Очередные задачи в изучении металлогении Северного Кавказа. Пробл. сов. геол., № 8, стр. 719—725, 1937.
1130. *Гамбовцев Н. И. и Дайжес И. Т.* Олово, молибден и мышьяк на Северном Кавказе. Разведка недр, № 20, стр. 8—10, 1936.
1131. *Танасевич М. Г.* Сунженский хребт. Основные черты строения центральной его части, характер спаянодонтеловых и чокракоко-спирнализовых слоев. Азерб. нефт. хоз., прилож. к № 6, 44 стр., 1930.
- 1131а. *Талдышев Г. И.* География России, Украины и прилегающих к ним с запада территорий в пределах России (1914 г.) ч. II, вып. I. Одесса, 348 стр., 1922.
1132. *Тарасов Т. И. и Здравосмыслов В. К.* Указатель литературы и важнейших рукописных материалов по геологии и полезным ископаемым Дагестанской АССР. Природн. ресурсы Даг. АССР, СОПС Акад. Наук, т. I, стр. 846—866, 1935.
1133. *Татаринов П. М.* Лабинское (Беденское) месторождение хризотила беста на Северном Кавказе. Матер. ЦНИГРИ, полезн. ископ., сборн. 2, 1936.
1134. *Татаринов П. М.* Месторождения хризотил-асбеста в верховьях р. Кубани на Северном Кавказе. Вестн. Геол. ком., № 1, стр. 25—29, 1927.
1135. *Татаринов П. М.* Хризотил-асбест в Азово-Черноморском крае. Геология на фронте индустр., № 1—2, стр. 6—14, 4 рис., 1935.
1136. *Тетяев М. М.* К вопросу о тектонике Северного Кавказа. Пробл. сов. геол., т. V, № 10, стр. 901—921, 1935.
1137. *Тетяев М. М.* Геотектоника СССР. ГОНТИ, 1928.
1138. *Тетяев М. М.* О геотектоническом районировании складчатых областей. Пробл. сов. геол., № 2, 1936.
1139. *Тимченко А. И.* Новые газоносные районы в Южном Дагестане. Природн. газы, сборн. 8, стр. 3—17, 2 листа, табл., 1934.
1140. *Титов А. Г.* О новом месторождении графита в районе Красная Поляна на Северном Кавказе. Докл. Акад. Наук, нов. сер., т. XX, № 5, стр. 371—373, 1938.
1141. *Тихонович Н. Н.* Тектонические элементы Гудермесского хребта в связи с вопросом о промышленном значении Кошкельдинского района. Поверхн. и недра, т. IV, № 5—6 (21—22), стр. 26—29, 1926.
1142. *Тихонович Н. Н. и Федоров С.* Брагуинский хребт. Нефт. хоз., № 9, стр. 282—290, 1927.
1143. *Ткаченко О. Ф.* Исследование цейского гранодиорита. Учен. зап. Ростовск. на Дону гос. унив., вып. VII, стр. 115—130, 1936.
1144. *Тумин Г.* Горькобалковский и Сухопадинский казенные участки Ставропольской губернии, ч. I, Ставрополь Кавказск., 1909.
1145. *Турлей Г. Ф.* Следы вулканической деятельности на горе Машук в Пятигорске. Природа, № 11, стр. 89—91, 1 рис., 1937.
1146. *Ульянов А. В.* Годовой отчет о работах 1934 г. Отчет о деятельности. Нефт. геол.-разв. инст. за 1934 г., Л., 1930.
1147. *Ульянов А. В.* Новые перспективы нефтяной промышленности Северного Кавказа в связи с нефтеносностью мезозойских отложений в районе Кубани. Нефт. хоз., т. XXVI, № 3, 1934.
1148. *Ульянов А. В.* Перспективы нефтеносных мезозойских отложений Северо-Западного Кавказа. Нефтеносность мезозойских отложений Вольского Кавказа. Труды Нефт. геол.-разв. инст., нов. сер., вып. 14, стр. 151—221, 1941.
1149. *Ульянов А. В.* Самурский газоносный район. Природн. газы, сборн. 9, 1935.
1150. *Успенская Н. Ю.* Ахтынское месторождение газа в Нагорном Дагестане. Природн. газы, сборн. 6—8, 1934.
1151. *Успенская Н. Ю.* Газовое месторождение Киневалу, Локского района Нагорного Дагестана. Природн. газы, № 9, 3 стр., 1934.
1152. *Успенская Н. Ю.* Геологические исследования в Талгинском районе Северного Дагестана. 1. Талгинский нефтеносный район в Северном Дагестане. 2. Минеральный источник Талги в Дагестане. Труды геол. службы Грознефти, вып. III, стр. 1—142, 4 табл., 17 рис., 1 карта, 1936.
1153. *Успенская Н. Ю.* Главнейшие результаты работ на газ в Нагорном Дагестане. Природн. газы, № 6, 1932.
1154. *Успенская Н. Ю.* Заметка о конском горизонте Дагестана. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. B, вып. 47, стр. 46—47, 1934.

1155. Успенская Н. Ю. *Cardidae* акчагыла. Труды ГРУ, вып. 121, 28 стр., 7 табл., 1931.
1156. Успенская Н. Ю. К проблеме изучения палеогеновых отложений Северо-Восточного Кавказа. Пробл. сов. геол., т. I, № 3, стр. 169—193, 11 рис., 1933.
1157. Успенская Н. Ю. К тектонике третичных предгорий Дагестана. Изв. ГРУ, т. L, вып. 6 стр. 83—93, 1931.
1158. Успенская Н. Ю. Кукуртауский район [в Дагестане. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. XLIX, № 7, стр. 141—144, 1930.
1159. Успенская Н. Ю. Майкопская свита Кавказа. Информ. сборн. НГРИ, стр. 85—97, 1933.
1160. Успенская Н. Ю. Майкопские отложения Северо-Восточного Кавказа. Сборн. Грознефти к XVII Междунар. геол. конгр., 1937.
1161. Успенская Н. Ю. Материалы по изучению палеогеновых отложений Северо-Восточного Кавказа. Азерб. нефт. хоз., № 12 стр. 61—64, 1932.
1162. Успенская Н. Ю. Месторождение газа Джани в Ахтынском районе Дагестана. Природные газы, № 6—8, 1934.
1163. Успенская Н. Ю. Минеральный источник Талги в Дагестане. Труды Геол. службы Грознефти, вып. III, 1934.
1164. Успенская Н. Ю. Новые данные по палеогену Дагестана. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 29, стр. 10—21, 8 рис., 1933.
1165. Успенская Н. Ю. Новые данные по стратиграфии и тектонике полосы нефтяных месторождений Дагестана. Труды Сев.-Кавказск. конф. геол.-нефтян., вып. 6, Изд. Акад. Наук, стр. 73—104, 1934.
1166. Успенская Н. Ю. Новый возможный промышленно-нефтеносный Кумторкалинский район (Дагестан). Грозненск. нефтяник, № 2, стр. 41—48, 9 рис., 1938.
1167. Успенская Н. Ю. Обзор геологического строения третичных отложений Дагестана. Труды Сев.-Кавказск. конф. геол.-нефтян., вып. 6, стр. 47—64, 1 карта. Изд. Акад. Наук, 1934.
1168. Успенская Н. Ю. О нефтеносности майкопских отложений Северо-Восточного Кавказа. Грозненск. нефтяник, № 1, 1937.
1169. Успенская Н. Ю. О фациях и условиях залегания майкопских слоев на Северо-Восточном Кавказе. Труды Сев.-Кавказск. конф. геол.-нефтян., вып. 5, стр. 82—99, 1933.
1170. Успенская Н. Ю. Палеогеновые отложения Дагестана. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 9, 28 стр., 1932.
1171. Успенская Н. Ю. Талгинский нефтеносный район в Северном Дагестане. Труды Геол. службы Грознефти, вып. III, 1936.
1172. Успенская Н. Ю. и Брод И. О. Нефтяные месторождения Дагестанской АССР. Нефтяная экскурсия (Дагестанская и Чечено-Ингушская АССР), вып. 3. Междунар. Геол. конгр., XVII сессия, СССР, 1937.
1173. Успенская Н. Ю. и Брод И. О. Геологическая карта Дагестанской нефтеносной области. Изд. Грознефти к XVII Междунар. геол. конгр., 1937.
1174. Успенская Н. Ю. и Пантелеев Ф. П. Шор-булак и Белая Глина южных Ергеней. Труды Геол. службы Грознефти, вып. 7, 1937.
1175. Фаусек В. К природе степей Северного Кавказа. Изв. Русск. геогр. общ., т. XXIII, стр. 343—358, СПб, 1897.
1176. Федоров А. Н. Геологическое описание части Джигинско-Варениковского нефтеносного района (отчет о работах 1928—1929 гг.). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 4, стр. 1—32, 1931.
1177. Федоров А. Н. Характеристика газоносности Керченско-Таманской области. Природн. газы, сборн. 4—5 стр. 197—209, 1932.
1178. Федоров А. Н. Цыбанова балка (геол. очерк). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. 6, вып. 4, 28 стр., 1931.
1179. Федоров В. М. О возможности нахождения бокситов на Северном Кавказе. Разведка недр, № 17, стр. 23—25, 1937.
1180. Федоров С. Ф. Ильско-Холмский нефтеносный район. Нефт. хоз., № 10, стр. 456—463, 2 табл. 1928.
1181. Федоров С. Ф. Нефтяные месторождения Кубано-Черноморской области. Горно геол. нефт. изд., стр. 1—76, 29 рис., 1 карта 10 раз., Л.-М., 1933.
1182. Федулов П. А. Климат Новороссии. „Россия“—полное географическое описание нашего отечества, т. XIV. Новороссии и Крым. Изд. Девриена стр. 49—71, 1910.
1183. Федченко Г. П. О самосадочной соли и соляных озерах Каспийского и Азовского бассейнов. 106 стр., М., 1870.
1184. Ферман А. Е. К геохимии окрестностей Кисловодска. Докл. Акад. Наук СССР, т. XXI, № 5, стр. 246—249, 1938.
1185. Фицровский И. В. Климатический очерк Кавказа. Труды II съезда пе-



- климатологии, гидрологии, бальнеологии, стр. 344—347 1905.
1186. *Фигуровский Н. В.* Опыт исследования климатов Кавказа, т. I, 118 стр., СПб., 1912.
1187. *Филиппов И. Д.* Краткий геологический очерк бассейна р. Андийское Койсу в Дагестане. Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. I, 1938.
1188. *Филиппов М. Ф.* Аллювиальные отложения рек Большой Лабы и Урупа с их притоками. СОПС и Петрогр. инст. Акад. Наук, сев. Северокавказск., вып. I, стр. 55—93, 4 рис., 1 карта, 1936.
1189. *Филиппов М. Ф.* Литологии майкопских отложений Северного Кавказа. Труды НГРИ, сер. А, вып. 104, стр. 80—114, 2 табл., 8 листов колонок, 1935.
1190. *Флеров А. Ф.* Песчаные ландшафты Черноморско-Азовского побережья Кавказа, их происхождение и развитие. Изв. Гос. геогр. общ., т. LXIII, вып. I, стр. 21—42, 1911.
1191. *Флеров Н. Ф.* Средний нормальный разрез продуктивной толща (караган и чокрака) района горы Горской. Грозненск. нефтяник. № 3, стр. 38—48, 4 рис., 1938.
1192. *Хабасов А. В.* О находке фауны радиолярий в кремнистых сланцах и яшмах палеоог Кавказского хребта и ее палеогеографическом значении. Изв. Вс. с. геол.-раз. объедин. т. LI, вып. 12, стр. 219—225, 1932.
1193. *Халил В. А.* Опыт сопоставления мелочных отложений южного склона Большой Кавказа. Трест Азнефте-разведка, стр. 1—48, 2 рис., Баку, 1937.
1194. *Хмельевская Л. В.* Геологическое исследование в окрестностях Красной Поляны (гора Ачишко и гора Чугуш) Черноморского округа. Изв. Сев.-Кавказск. гос. унив., т. XI 16 стр., 1926.
1195. *Хмельевская Л. В.* Гора Большая Чура в Сочинском районе. Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., ч. LXIII, № 4, стр. 263—266, 1 рис., 1934.
1196. *Хмельевская Л. В.* К вопросу о возрасте и генезисе конглоустных песков окрестностей Ростова на Дону. Изв. Сев.-Кавказск. гос. унив., т. II (XII), стр. 140—157, 1927.
1197. *Хмельевская Л. В.* К вопросу о происхождении красно-бурой глины. Изв. Сев.-Кавказск. унив., т. IV (XXI), 1931.
1198. *Хмельевская Л. В.* Неинтрузия в верховьях р. Мзымты в Сочинском районе. Геология на фронте индустр. № 1—3, стр. 33—36, 1935.
1199. *Худяев И. Е.* О верхнеюрских *Cephalopoda* Кавказа. Изв. Всес. геол.-раз. объедин., т. LI, вып. 57, стр. 829—854, 4 табл., 1932.
1200. *Хуцнев А. А.* Верхний миоцен и плиоцен Терской нефтеносной области. Матер. по стратигр. Сев. Кавказа. Труды Геол. службы Грознефти, вып. 13, стр. 1—64, 3 табл., 1929.
1201. *Хуцнев А. А.* Геологическое строение Рошненского района (1926 и 1911гг.). Геол. исслед. в Черных горах Терской нефтеносной области. Труды Геол. службы Грознефти, вып. II, стр. 1—45, 2 табл., 1938.
1202. *Хуцнев А. А.* О геологических исследованиях в Черных Горах. Отчет о сост. и деятельности. Геол. ком. за 1925/26 г., стр. 308—313, 1927.
1203. *Хуцнев А. А.* Средиземноморские слои Терской нефтеносной области. Матер. по стратигр. Сев. Кавказа, вып. 10, стр. 1—109, 6 табл., 1933.
1204. *Цибовский Н.* Чирахчайские угли в Южном Дагестане. Геология на фронте индустр., № 3, стр. 53—57, 2 рис., 1934.
1205. *Чарницкий С. И.* Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Лист Крымский. Труды Геол. ком. нов. сер., вып. 128, 91 стр., 1916.
1206. *Чарницкий С. И.* Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Листы Майкопский и Прусско-Дагестанский. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. IX, 80 стр., 2 карты, 1911.
1207. *Чарницкий С. И.* Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Лист Нефтяно-Ширванский. Труды Геол. к. м., нов. сер., вып. 47, 72 стр., 1939.
1208. *Чарницкий С. И.* Геологическое исследование Кубанского нефтеносного района. Листы Смоленский и Ильский. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 91, стр. 1—151, 2 карты, 1914.
1209. *Чарницкий С. И.* Исследования в Ильском районе. Отчет о сост. и деятельности. Геол. ком. в 1910 г. Изв. Геол. ком., т. XXX, № 3, стр. 200, 1911.
1210. *Чарницкий С. И.* Строительные материалы Кавказа. Естеств. мин. стронт. матер. Европ. России. Изд. Инст. науч. „Поверхность и недра.“ вып. III, стр. 1—160, 4 листа карт, 1924.
1211. *Чеботарев И. И.* Гидрогеология плоскостного Дагестана. Труды Север.-Кавказск. ГРГ треста, № 7, стр. 1—40, 2 карты, 8 рис., 1934.
1212. *Чеботарев И. И.* Инженерно-геологические условия Магистрального канала. Проблема Маныча. Труды Азово-Черном. геол.

- треста, вып. 15, стр. 7—38, 8 рис., 1946.
1213. *Чеботарев И. И.* Инженерно-геологические условия Темижбекского узла сооружений. Проблема Маныча. Труды Азово-Черном. геол. треста, вып. 15, стр. 119—167, 23 рис., 1936.
1214. *Чеботарев И. И.* К вопросу о минералогическом составе и о водоотдаче лёссовых суглинистых грунтов Западного Предкавказья. Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., ч. LXVI, № 4, стр. 441—450, 3 рис., 1947.
1215. *Чеботарев И. И.* К геоморфологии Восточного Приазовья. Землеведение, т. XL, вып. 1, стр. 83—93, 1 карта, 1938.
1216. *Чеботарев И. И.* Краткая гидрогеологическая характеристика Азово-Черноморского края. Геология на фронте индустриализации, № 4—5, стр. 76—82, 1935.
1217. *Чеботарев И. И.* О морфолого-генетических типах суглинистых грунтов Предкавказья применительно к оценке их инженерных свойств. Геология на фронте индустриализации, № 4, стр. 34—39, 1 рис., 1934.
1218. *Чеботарев И. И.* Типы суглинистых грунтов Предкавказья и вопросы их гранулометрической характеристики. Матер. по геол. и полезн. ископ. Азово-Черном. геол. треста, сборн. I, стр. 191—212, 7 рис., 1938.
1219. *Чернышов А. И.* Горькие воды Северного Кавказа, связанные с третичными осадочными отложениями. Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, сборн. II, стр. 141—174, 4 рис., 6 фото, 1 табл., 1934.
1220. *Чернышев В. В.* и *Суслов П. Г.* Полезные ископаемые бассейна р. Адыл-су (в рховья Бакасына). Мин. сырье, № 7, стр. 36—45, 1946.
1221. *Чернышев Ф. Н.* Об открытии верхнего триаса на Северном Кавказе. Изв. Акад. Наук, XI серия, т. I, № 10, стр. 277—280, 1907.
1222. *Чирвинский П. Н.* Вулканические пеплы в третичных и древнечетвертичных отложениях Кавказа. Ежег. по геол. и минер. России, т. XVI, вып. 2—3, стр. 77—83, 1914.
1223. *Чирвинский П. Н.* Вулканические пеплы и туфы в третичных и четвертичных отложениях Кавказа и о Челекена Азерб. нефт. хоз., год III, № 5, стр. 60—72, 1923.
1224. *Чирвинский П. Н.* Обсидиан из Карачаевской и Кабардино-Балкарской автономных областей. Зап. Всеросс. мин. общ., 2 сер., ч. LXIII, № 1, стр. 247, 1934.
1225. *Чирвинский П. Н.* Петрографическое исследование некоторых осадочных пород мелового возраста окрестностей Кисловодска. Изв. Донск. политехн. инст., т. II, отд. III, стр. 175—213, 11 рис., 1913.
1226. *Чихачев П. К.* Аммонитиды келловейских отложений Северного Кавказа. Труды Всес. геол. разв. объедин. вып. 104, 42 стр. 4 та л., 1933.
1227. *Шамрай И. А.* К вопросу о накоплении терригенного материала в майкопский век на Северном Кавказе. Докл. Акад. Наук, нов. сер., т. XXV, № 7, стр. 624—628, 1 рис., 1939.
1228. *Шамрай И. А.* Кремнистые отложения Азово-Черноморского края (диатомит, тренел, опока). Учен. зап. Ростовск. гос. унив., т. X, стр. 113—141, 1 табл., 1937.
1229. *Шенер Е. В.* Новое о террасах Черноморского побережья Кавказа (предв. сообщ.). Труды Сов. секц. Междунар. ассоц. по изуч. четвертичн. периода, вып. IV, стр. 98—102, 1939.
1230. *Шаповалов А.* Обобщенный разрез Старо-Грозненского нефтяного месторождения Грозн. нефт. хоз., № 5—8, стр. 62—66, 1923.
1231. *Шатский Н. С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Сев. Дагестан). Труды Гос. научно-исслед. нефт. инст., вып. 4, 284 стр., М., 1929.
1232. *Шатский Н. С.* Заметки о тектонике третичных предгорий Северного Восточного Кавказа. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., нов. сер., т. XXXV, отд. геол., т. V (3—4), стр. 321—369, М., 1927.
1233. *Шатский Н. С.* О надвигах восточной части Черных гор на Северном Кавказе. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., нов. сер., т. XXXIII, отд. геол., т. III, № 3—4, стр. 305—344, М., 1925.
1234. *Шатский Н. С., Жукос М. М.* и др. Дислокационные брекчии и грязевые вулканы в Азербайджане. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. VII, вып. 1—2, стр. 97—161, 1919.
1235. *Шатский Н. С.* и *Меннер В. В.* О стратиграфии палеогена Восточного Кавказа. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., нов. сер., отд. геол., т. V, № 1, стр. 19—60, 1927.
1236. *Швейер А. В.* Об *Cistaoda* акчагыльских отложений Кавказа и таманских слоев Керченского полуострова. Труды Нефт. геол. хоз. в ст., сер. Б, вып. 62, стр. 1—23, 1946.
1237. *Шенер М. С.* Геологическое строение западной оконечности Кабардинского хребта. Труды Научно-

- исслед. нефт. инст., вып. 3, 76 стр., М., 1978.
1238. *Шерстюков Н. М.* К стратификации третичных отложений. Труды Всес. пром. акад. НКЦМ, вып. II, стр. 1—80, 14 рис., Свердловск, 1939.
1239. *Шестаков М. А.* Кварцевые стекольные пески СССР. Труды Гос. научно-исслед. инст. стекла, стр. 1—260, 24 рис., М.-Л., 1935.
1240. *Шестаков М. А.* Новые виды сырья для стекольной промышленности. Труды Гос. научно-исслед. инст. стекла, стр. 1—100, М.-Л., 1934.
1241. *Шибинский П. Я.* Геологические исследования к югу от г. Майкопа. Труды НГРИ, сер. Б., вып. 27, 12 стр., 1932.
1242. *Шmidt О. И.* Верхнемеловые морские ежи Кавказа. Ежег. ЦНИГР муз. им. Ф. Н. Чернышева, т. I, стр. 75—83, 1 табл., 1939.
1243. *Шнейдер Г. Ф.* Остракоды миоцена Крымо-Кавказской области. Пробл. палеонт., т. V, стр. 177—208, 2 рис., 4 т бл., М., 1989.
1244. *Шошина В. А.* О роде *Hantkenia* и его стратиграфическом распределении на Северном Кавказе. Пробл. палеонт., Палеонт. лаборат. Моск. гос. унив., т. II—III, стр. 425—452, 2 табл., 65 рис., 1937.
1245. *Штебер Э.* Происхождение источников, питающих водопровод г. Орджоникидзе Северо-Осетинской АССР. Сборн. трудов Орджоникид. инст. цветных металлов. вып. 1, стр. 37—45, 2 рис., 1939.
1246. *Шульга И. А.* Типы почвообразования на Черноморском побережье. Труды Куб.-Черном. научно-исслед. инст., вып. 44, 28 стр., Краснодар, 1926.
1247. *Щеблякин И. С.* Олово в пегматитах Биллягидонского района Северной Осетии. Мин. сырья, № 7, стр. 8—9, 1 рис., 1936.
1248. *Щукин П.* Из поездок по верхней Кубани. Землеведение кв. III, стр. 1—36, 1914.
1249. *Щукин И.* Очерки геоморфологии Кавказа, ч. I. Большой Кавказ, М., 1926.
1250. *Эберзин А. Г.* Азовский горизонт Кубани. Докл. Акад. Наук. СССР, т. XXI, № 6, стр. 317—321, 1938.
1251. *Эберзин А. Г.* Возраст подкавказской толщи р. Сулака (Сев. Дагестан). Изв. Акад. Наук СССР, стр. геол., № 2—3, стр. 278—279, 1936.
1252. *Эберзин А. Г.* *Dreissensidae* верхних слоев надрудных образований Таманского полуострова. Труды Геол. муз. Акад. Наук СССР, т. V, стр. 135—150, 1929.
1253. *Эберзин А. Г.* Изучение акчагыльской фауны Таманского полуострова. Отчет о деятельности НГРИ за 1936 г., стр. 13—18, Л.-М., 1939.
1254. *Эберзин А. Г.* К стратиграфии надрудных отложений Камыш-Буруна (Керченский полуостров). Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 10, стр. 1445—1457 (41—53) 1939.
1255. *Эберзин А. Г.* О горизонте с *Sonergia subrhomboides* Andrus. в Кубинской области. Докл. Акад. Наук СССР, т. XXI, № 8, стр. 413—415, 1938.
1256. *Эберзин А. Г.* О пластах Чауды Таманского полуострова. Докл. Акад. Наук СССР, т. II, № 9—9, стр. 580—582, 1935.
1257. *Эберзин А. Г.* Отчет о работах на Таманском полуострове в 1935 г. Отчет о деятельности НГРИ за 1935 г. стр. 13, 1936.
1258. *Эберзин А. Г.* Средний и верхний плиоцен Черноморской области. Стратиграфия СССР, т. XII, стр. 477—566, изд. Акад. Наук СССР, 1940.
1259. *Эберзин А. Г.* Элементы акчагыльской фауны в восточном Крыму и западной части Керченского полуострова. Изв. Акад. Наук СССР, отд. матем. и естеств. наук, стр. 38—392, 1931.
1260. *Яковлев С. А.* Артезианские воды г. Краснодара. Труды Сов. обслед. и изуч. Куб. края, т. IX, вып. 1, стр. 1—44, Краснодар, 1922.
1261. *Яковлев Н. Н.* Геология Черноморского побережья Кавказа от Сочи через Мацесту до Хосты. Матер., по общ. и прикл. геол. Геол. ком., вып. 8, стр. 1—19, 1 карта, 1916.
1262. *Яковлев С. А.* Почвы и грунты по линии Армавир—Туапсинск'й жел. дор. Сообщ. XVI из Бюро по землед. и почвовед. Уч. Ком. ГУЗ и з, 332 стр., 1 табл., 1914.
1263. *Яншевский М. Э.* О трилобитах и моллюсках верхнего силура Кавказа. Ежег. Русск. палеонт. общ., т. II, стр. 47—64, 1 табл., 1917 (1918).
1264. *Abich H.* Beiträge zur geologischen Kenntniss der Thermalquellen in den Kaukasischen Ländern. 60 S., Tiflis, 1865.
1265. *Abich H.* Bemerkungen über die Geröll- und Trümmerablagerungen aus der Gletscherzeit im Kaukasus. Bull. l'Acad. Sci. St. Pétersb., t. XVI, pp. 245—265, 1871.
1266. *Abich H.* Die Gletscher der Gegenwart auf dem Kaukasus-Nordabhänge. In Geol. Beobacht. auf Reisen im Kaukasus im Jahre 1873. Bull. Soc. Nat. Moscou, t. XLVIII, № 4, pp. 243—272, 1874.

1267. *Abich H.* Die Lage der Schneegrenze und die Gletscher der Gegenwart im Kaukasus. Bull. de l'Acad. Sci., St. Pétersb., t. XXIV, pp. 258—262, 1878.
1268. *Abich H.* Ein Blick auf die Halbinseln Kertsch und Taman. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien, Bd. XIV, № 115—120, 1864.
1269. *Abich H.* Einleitende Grundzüge der Geologie der Halbinseln Kertsch und Taman. Mém. de l'Acad. imp. des Sci. de St. Pétersb., VII sér., t. IX, № 4, 80 pp., 1865.
1270. *Abich H.* Erläuterungen zu einem Profile durch den nördlichen Abhang des Kaukasus vom Elbrus bis zum Beschtai. Zeitschr. für allgem. Erdkunde, S. 247—254, 1853.
1271. *Abich H.* Etudes sur les glaciers actuels et anciens du Caucase. 42 pp., Tiflis, 1870.
1272. *Abich H.* Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus im Jahre 1873. Bull. de la Soc. des Nat. de Moscou, t. XLVIII (1874), № 2, pp. 278—342, 1874; № 3, pp. 63—107; № 4, pp. 243—272, 1875.
1273. *Abich H.* Karten und Profile zur Geologie der Halbinseln Kertsch und Taman. Geol. Fragmente aus d. Nachlasse H. Abich. Wien, 1887.
1274. *Abich H.* Raisonnierender Catalog einer Sammlung von Petrefacten und Gebirgsarten aus Daghestan. Marèp. для геол. Кавказа, сер. 3. кн. 2, стр. 1—42, 1899.
1275. *Abich H.* Sur la structure et la géologie du Daghestan. Mém. de l'Acad. Imp. des Sci. de St. Pétersb., 7 sér., t. IV, № 10, 32 pp., 1862.
1276. *Abich H.* Sur les derniers tremblements de terre dans la Perse septentrionale et dans le Caucase, ainsi que sur des eaux et des gazs'y trouvant en rapport avec ces phénomènes. Bull. de la classe phys.-math. de l'Acad. des Sci. de St. Pétersb., t. XIV, pp. 49—72, 1850. Idem — Mélanges phys. et chim. tirés d. Bull. phys.-mathem. d. l'Acad. des Sci. de St. Pétersb., t. II (1854—1856), pp. 356—383, 1856.
1277. *Abich H.* Ueber das geologische Alter der nordkaukasischen Jura-Kohlensandsteine und über in denselben vorkommenden natürlichen Salpeter im Kubanthal. Bull. de l'Acad. Imp. des Sci. de St. Pétersb., t. IX, S. 577—609, 1876.
1278. *Abich H.* Ueber die geologische Natur des armenischen Hochlandes Fest-Rede, 67 S., Dorpat, 1843.
1279. *Abich H.* Vergleichende Grundzüge der Geologie des Kaukasus wie der armenischen und nordpersischen Gebirge. Mém. de l'Acad. des Sci. de St. Pétersb., VI sér., sér. math. et phys., t. VII, pp. 361—384, 1859.
1280. *Abich H.* Verzeichniss einer Sammlung von Versteineringen von Daghestan mit Erläuterungen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. III, H. 1, 2; S. 15—49, 1851.
1281. *Ammon L. v.* Die Gipfelgesteine des Elbrus nebst Bemerkungen über einige andere kaukasische Vorkommnisse. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XLIX, S. 450—461, 1897.
1282. *Ammon L. v.* Petrographische und paläontologische Bemerkungen über einige kaukasische Gesteine (in G. Merzbacher „Aus den Hochregionen des Kaukasus“). Bd. II, S. 711—807, Leipzig, 1901.
1283. *Andrussow N.* Die fossilen Bryozoenriffe der Halbinseln Kertsch und Taman. Selbstverlag des Verfassers. Lief. I—III, Kiew, 144 S., 1909—1912.
1284. *Andrussow N.* Die südrussischen Neogenablagerungen. Verh. d. Russ. Miner. Ges. Bd. XXXIX, 1906, Li. f. 2, pp. 195—242; Bd. XXXVI, Lief. 2, pp. 101—170, 1899; Bd. XXXIX, Lief. 2, pp. 287—495, 1902.
1285. *Andrussow N.* Maeotische Stufe. Verh. p. Russ. Miner. Ges., Bd. XLIII, Lief. 2, pp. 289—449, 1906.
1286. *Andrussow N.* Le Pliocène de la Russie méridionale d'après les recherches récentes. Mém. de la Soc. R. d. Sci. de Bohême à Prague (Kral. Ces. Spolecnost. Nauk. Praze), t. II, 22 pp., 1927.
1287. *Anthula D.* Neue Forschungen in den kaukasischen Ländern (Ueber die Kreidefossilien des Kaukasus mit einem allgemeinen Ueberblick über die Entwicklung der Sedimentbildungen des Kaukasus). Beitr. z. Geol. u. Pal. Oesterr.-Ungarns u. d. Orients, Bd. XII, H. 2—3, 13 Taf., S. 53, 1899.
- 1287a. *Bauer Bernhard.* Formenkundliches von der Schan-Tau Gruppe im Kaukasus. Zeitschr. f. Geomorphol., Bd. X, Hf. 1/2, SS. 46—66, 1 Textfig., 5 Bild., 1937.
1288. *Bertrand M.* Les excursions du VII Congrès Géologique International en Russie. Bull. de la Soc. Géol. de France, III sér., t. 25, pp. 705—723, 1897.
- 1288a. *Blanc Al. C.* Le variazioni delle linee di riva del mar Caspio, del mar Nero e del Mediterraneo durante il Quaternario. Boll. della Soc. geolog. italiano, vol. LVI, fasc. 3, pp. 346—363, 2 fig., 1907.
1289. *Bonney.* Note on the Microscopic Structure of Rock Specimens from three Peaks in the Caucasus. Proceed. of the R. Soc. of London, v. XLII, № 255, p. 318—325, 1887.

- 1289a. *Bubnoff S. V.* Die Kohlenlagerstätten Russlands und Sibiriens und ihre Bedeutung für die Weltwirtschaft. Berlin, 244 SS., 30 Textfig., 1923.
1290. *Burmester H.* Rezent-glaziale Untersuchungen und photogrammetrische Aufnahmen in Baksanquellgebiet (Kaukasus). Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. VII, S. 1—41, 1913—14.
1291. *Coquand M.* Description des terrains à pétrole et à ozoquerite du versant septentrional du Caucase. Bull. de la Soc. Géol. de France, III sér., t. VI, pp. 86—99, 1877.
- 1291a. *Combes P.* Les facteurs géologiques de la topographie du Caucase. „Le Cosmos“, nouv. sér., t. 46, pp. 560—588, Paris, 1912.
1292. *Dannenberg A.* Beiträge zur Petrographie der Kaukasusländer. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., N. F., Bd. XX, S. 118—142, 257—272, 1900.
1293. *Dechy M. v.* Kaukasus. Bd. I—III, Berlin, 195—1907.
1291. *Démidoff A.* Voyage dans la Russie méridionale et la Crimée sous la direction de Mr. Anatole de Démidoff 4 vol., Paris, 1840—1842.
1295. *Derwies V.* Recherches géologiques et pétrographiques sur les laccolithes des environs de Piatigorsk (Caucase du Nord), 84 pp., Genève, 1905.
1296. *Distel L.* Ergebnisse einer Studienreise in den Zentralen Kaukasus. Abh. d. Hamb. Kolonialinstituts. Bd. XXII, 96 S., 1 Karte, Hamburg, 1914.
1297. *Distel L.* Studienreise im Zentralen Kaukasus. Mitt. Geogr. Ges. Bd. VII, S. 183, München, 1912.
1298. *Dru L.* Géologie et hydrologie de la région de Bechtau (Caucase). Bull. de la Soc. Géol. de France, 3 sér., t. XII, 65 p., 4 pls., 1874.
1299. *Dubois de Montpeux F.* Voyage autour du Caucase, chez les tcherkesses et les abkhases, en Colchidie, en Géorgie, en Arménie et en Crimée. T. IV, 562 p., Paris, 1840.
1300. *Echwa'd E.* Lethaea rossica ou Paléontologie de la Russie, vol. II (période moyenne), text 1804 pp. et atlas 40 pl., Stuttgart, 1866—1869.
1801. *Fac I. P.* Beiträge zur topographischen Kenntniss des Russischen Reiches. Bd. I—II, St. Petersburg, 185—1786.
1302. *Favre F.* Recherches géologiques dans la partie centrale de la chaîne du Caucase. Genève, 118 pp., cartes, prof., 22 fig., 175. Idem in Neue Denkschriften der Allg. Schweiz. Ges. f. die gesamt. Naturwissensch., Bd. VII, Abt. I, Zurich, pp. 1—118, 1876.
- 1302a. *Frazier P.* Notes on the geological structure of the Caucasus range along the Georgia military road. Trans. act. of the American Inst. of Mining Engineers, vol. II, 1898.
1303. *Fournier E.* Description géologique du Caucase Central. Thèses prés. à la Faculté des Sci. de Paris., pp. 1—296, avec fig., 23 pl., 1 carte, Marseille, 1866.
1304. *Frechfield D. W.* Exploration in the Central Caucasus in 1890. Proc. Geogr. Soc., vol. XIX, № 2, pp. 100—116, 1897.
1305. *Georgi.* Geographisch-physicalische und naturhistorische Beschreibung des Russischen Reiches. Bd. 1—7, Königsberg, 1797—1802.
1306. *Gmelin S.* Reise durch Russland. St. Petersburg, 1774—1784. 4 Th.
- 1306a. *Goguel J.* Glissements sous-marins dans le Crétacé intérieur. Bull. de la Soc. Géol. de France, 5 Sér., t. VIII, fasc. 3—4, pp. 251—266, 1 fig., 1 pl., 1938.
- 1306b. *Goguel J.* Le Caucase, d'après l'excursion du XVII-e Congrès Géologique international. Bull. de la Soc. Géol. de France, 5 Sér., t. VIII, fasc. 3—4, pp. 199—206, 3 fig., 1938.
1307. *Göppert H. R.* Ueber das Vorkommen von Lias-Pflanzen im Kaukasus und in der Elborus-Kette. Bull. Acad. Sci. de St. Pétersb., t. III, № 4, pp. 292—299, 1881.
- 1307a. *Grahmann Rudolf.* Die Entwicklungsgeschichte des Kaspisees und des Schwarzen Meeres. Mitt. d. Ges. für Frdkunde zu Leipzig, Bd. 54, SS. 26—47, 1 Abb., 1934—1926.
1308. *Güldenstädt S.* Reisen durch Russland, 2 Bd., St. Petersburg, 1787—1791.
1309. *Heim Alb.* Querprofil durch den Central-Kaukasus, längs der Grusinischen Heerstrasse, verglichen mit den Alpen. Vierteljahresschrift der Naturforsch. Ges. in Zurich, Bd. XLIII, S. 25—45, 1 Taf., 1898.
1310. *Hommaire de Hell X.* Les steppes de la mer Caspienne, le Caucase, la Crimée et la Russie méridionale. 3 vol., Paris, 1843—1845.
1311. *Karakasch N. et Rouguewitch K.* Excursion géologique aux environs de Kislowodsk et de Kislowodsk à l'Elbrous. Guide d. excurs. du VII Congr. géol. int., art. XIX, 12 p., carte, profile, 1897.
1312. *Kober L.* Der Bau der Erde. Eine Einführung in die Geotektonik. 500 S., 2 Aufl., Berlin, 1928.
1313. *Konchin A.* De Wladikawkaz aux gisements de naphte de Grosny. Guide d. excurs. du VII Congr. géol. int., art. XVIII, pp. 1—4, 1897.
1314. *Konchin A.* De Tiflis à Bakou. Gisements de naphte de Bakou. Guide d. excurs. du VII Congr. géol. int., art. XXIV, 5 p., 1897.

- 1314a. *Kupfer*. Voyage dans les environs du Mt. Elbrons dans le Caucase entrepris en 1829. Rapport fait à l'Académie de St. Pétersbourg, 1830.
1315. *Lagorio A. E.* Die Andesite des Kaukasus. 45 S., Dorpat, 1878.
1316. *Licharew B.* On two new representatives of the family *Productidae* from the Lower Permian of North Caucasus. Comptes rendus de l'Acad. Sci. de l'USSR, pp. 436—440, 1930.
- 1316a. *Licharew B.* Über einige seltene und neue Brachiopoden aus dem Unterperm des nördlichen Kaukasus. Palaeontol. Zeitschr., Bd. 10. Hf. 3—4, SS. 258—289, 14 Abb., 1 Taf., 1928.
- 1316b. *Licharew B.* Über eine problematische Brachiopode aus den unterpermischen Ablagerungen des nördlichen Kaukasus. Ежег. Русск. палеонт. общ., т. IX, стр. 157—161, 5 рис., 1930 (1931).
- 1316c. *Licharew B.* Über einige palaeozoische Gattungen der *Terebratulacea* aus Eurasien. Пробл. палеонт., Палеонт. лабор. Моск. гос. унив., т. I, SS. 263—279, 1 Taf., 7 Abb., 1936.
- 1316d. *Lindholm W. A.* Neue Heliciden aus dem Kaukasus-Gebiete. Nachrichtenblatt der deutsch. Malakozoolog. Ges., Hf. 3, SS. 137—144, 1913.
1317. *Locuinson-Lessing E.* De Wladikavkas à Tiflis par la route Militaire de Géorgie. Guide d. excurs. du VII Congr. géol. int., art. XXII, 28 pp., 3 pl., St. Pétersb., 1897.
1318. *Merzbacher G.* Aus den Hochregionen des Kaukasus. Bd. I, 957 S., Bd. II, 963 S., Leipzig, 1901.
1319. *Murchison R. I., de Verneuil F., Keyserling A. v.* The Geology of Russia in Europe and the Ural mountains. Vol. I, 700 pp., London—Paris, 1845.
1320. *Neumayr M.* und *Uhlig V.* Ueber die von H. Abich im Kaukasus gesammelten Jurafossilien. Denkschr. d. math.-nat. Cl. d. K. Akad. d. Wissensch., Bd. LIX, S. 1—122, 6 Taf., Wien, 1892.
- 1320a. *Nikitin B. et Komleff L.* La teneur en radium des eaux pétrolières de Bakou et du Daghestan. Comptes rendus de l'Ac. de Sci., t. 191, № 7, pp. 325—326, Paris, 1930.
1321. *Pallas*. Bemerkungen auf einer Reise in die südlichen Statthaltschaften des Russischen Reiches, 2 Bd., Leipzig, 1803.
1322. *Pallas*. Reise durch verschiedene Provinzen des Russischen Reiches. 3 Bd., 1773. St. Petersb., 1801.
1323. *Papp K.* Beschreibung der während der Forschungsreisen M. v. Déchy im Kaukasus gesammelten Versteinerungen. In. Déchy „Kaukasus“, Berlin, 1907.
- 1323a. *Paréjas E.* Sur la présence de *Rosalina Linnei* d'Orb. et de *Rosalina stuarti* T. de Lapp. dans le Crétacé supérieur de Piatigorsk (Caucase). Comptes rendus de la Soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève, vol. 43, № 2, pp. 57—59, 1926.
1324. *Popow I. W.* Die Faltung und gabbro-pyroxenitischen Intrusionen des herzynischen Kaukasus. Centralbl. f. Miner., Geol. u. Pal., Abt. A, № 6, S. 199—201, 1928.
1325. *Reinhard A.* Beiträge zur Kenntniss der Eiszeit im Kaukasus. A. Penck, Geogr. Abh., N. F., Bd. 2, Leipzig, 1914.
1326. *Reinhard A.* Die eiszeitlichen Gletscher Ossetiens. Zentraler Kaukasus. Geog. Abh., Dritte Reihe, H. 5, S. 5—74, Stuttgart, 1931.
1327. *Reinhard A. L.* Glazialmorphologische Studien im westlichen und zentralen Kaukasus. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. XIV, S. 81—148, 1925; Bd. XIV, S. 218—235, 1926.
1328. *Reinhard A.* Ueber die Herkunft der Riesenkonglomerate des Kabarda-Gebirges im nördlichen Kaukasus. Trav. de la Commiss. p. l'étude du Quatern. l'Acad. d. Sci., t. I, pp. 13—21, 1932.
1329. *Reinhard A. L.* Ueber die Terrassen des Kuban-Tales bei Batalpashinsk (Kaukasus). Trav. de la Commiss. p. l'étude du Quatern. l'Acad. d. Sci., t. III, pp. 121—124, 1933.
1330. *Reinhard A.* Ueber glazialgeologische Beobachtungen in Ossetien während des Sommers 1928. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, № 4, 2 S., 1927.
1331. *Reinhard A.* Zur Lage der Schneegrenze im Kaukasus. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, S. 326—330, 1911.
1332. *Renngarten W. P.* Die tektonische Charakteristik der Faltungsgebiete des Kaukasus. Geol. Rundschau, Bd. XX, H. 6, S. 393—434, 2 Textfig., 1 Tab. u. 1 Taf., 1929.
1333. *Renngarten V.* Les nouvelles données sur la tectonique du Caucase. Comptes rendus du XIV-e Congrès géol. Intern., Madrid, fasc. IV, p. 1809—1819, 1 pl., 1926, 1929.
1334. *Renz C.* Der Jura von Daghestan. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Bd. II, S. 71—85, 4 Fig., 1904.
1335. *Renz C.* Ueber den Jura von Daghestan. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. 56, Monatsber., S. 168—171, 1904.
1336. *Renz C.* Zur Geologie des östlichen Kaukasus. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal., Beil.-Bd. XXXVI, Hf. 3, 3 Taf., 3 Fig., S. 651—703, 1913.
1337. *Riva G.* Escursione del Caucaso e nell' Armenia in occasione del Con-

- gresso Geologico internazionale di Piombino. Atti d. Soc. ital. d. Scienze natur. e. d. Museo civico di storia natur. in Milano, vol. XXXVII, p. 325—347, 1897.
1338. *Robinson V.* Les dépôts carbonifères du Caucase du Nord. Com. Géol. de l'URSS. Matériaux etc. du Congrès de stratigraphie carbonifère. Heerlem, p. 181—183, Liège, 1927 (1928).
1339. *Rossikov C.* und *Kolenko B.* Exkursion zum Genaldon-gletscher. Guide d. excu s. du VII Congr. géol. int., art. XXIII, 11 pp., St. Pétersb., 1897.
1340. *Rouquevich K.* Les eaux minérales du Caucase. Guide d. excurs. du VII Congr. géol. int., art. XVII, 19 pp., profiles, 1897.
1341. *Radde G.* und *Lonig E.* Der Nordfuss des Daghestan und das vorlagernde Tiefland bis zur Kuma. Petermanns Mitt., Ergänzungsheft 117, 65 S., 2 Karten, 1895.
1342. *Schafarzik.* Petrographische Ergebnisse der während der Forschungsreisen M. v. Dechy's im Kaukasus gesammelten kristallinischen Gesteine. In M. v. Dechy „Kaukasus“. Reisen und Forschungen im kaukasischen Hochgebirge. Bd. III, S. 175—236, 1907.
1343. *Schafarzik F.* Reise-Notizen aus dem Kaukasus. Jahresber. d. Kgl. Ung. Geol. Anst., S. 201—229, 1886.
1344. *Seidlitz W.* Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Berlin, 1931.
1345. *Sinzow J.* Beiträge zur Kenntniss der älteren Kreideablagerungen des Nord-Kaukasus. Trav. du Mus. géol. l'Acad. des Sci., t. VII, liv. 3, 117 p., 3 Taf., St. Pétersb., 1913.
1346. *Sinzow J.* Beiträge zur Kenntniss des südrussischen Aptien und Albien. Verh. d. Russ. Min. Ges., Bd. 47, Lief. 1, 48 S., 4 Taf., 1910.
1347. *Sinzow J.* Die Beschreibung einiger *Douvilleiceras*-Arten aus dem oberen Neocom Russlands. Verh. d. Russ. Min. Ges., Bd. 43, Lief. I, S. 157—197, 4 Taf., 5 Fig., 1906.
1348. *Sinzow J.* Untersuchung einiger Ammonitiden aus dem unteren Gault Mangyschlaks und des Kaukasus. Verh. d. Russ. Min. Ges., Bd. 45, Lief. 2, 8 Taf., 7 Textfig., S. 155—519, 1908.
1349. *Sjögren H.* Uebersicht der Geologie Daghestans und des Terekgebietes. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. XXXIX, Hf. 1—2, S. 417—438, Wien, 1889.
1350. *Sokolow D. N.* Aucellidae de la province Transcaspienne et du Caucase. Mém. de la Soc. Russe de Minér., 2 sér., vol. 51, pp. 289—312, 1 pl., 1916.
1351. *Sokolow N. A.* Der Mius-Liman und die Entstehung der Limane Südrusslands. Verh. d. Russ. Min. Ges., Bd. 40, S. 85—112, 1900.
- 1351a. *Soloviev S. P.* The granodiorite laccolith of the Malka river (North Caucasus) and its content of radium. American Journal of Sci., vol. XXXII, pp. 380—391, 3 figs. 1936.
1352. *Spendiaroff L.* Über einige Seeigel aus dem Jura des Kaukasus. Beitr. z. Geol. u. Pal. Oesterr.-Ungarns und d. Orients. Bd. XI, S. 199—203, 1898.
1353. *Stahl A. F.* Kaukasus. Handbuch der regionalen Geologie. Bd. V, Abt. 5, H. 25, S. 1—79 (mit Beiträgen von W. Staub). 1923.
- 1 54. *Staub R.* Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., Lief. 52, 272 S., 1924.
1355. *Staub W.* Tektonische Beobachtungen am Westufer des Kaspischen Meeres. Vierteljahresschrift d. Naturf. Ges. in Zürich, Bd. 88, S. 298—308, 1913.
1356. *Strijoff I. N.* Rapports sur les gisements de Dunta et Noguekaou (Caucase du Nord.) L'Echo de Mines et de la Métallurgie, 1899.
1357. *Tschermak G.* Felsarten aus dem Kaukasus. Tschermaks Min. und Petr. Mitt., Jahrg. II, Hf. 2, SS. 107—112, 1872.
1358. *Tschirwinsky P.* Beiträge zur Mineralogie Russlands. I. Arsen, Pyrit, Markasit, Eisenglanz, Quarz, Calcedon, Kieselgur, Zirkon. Zeitschr. für Kristallographie, Bd. LVIII, S. 386—403, 1923.
1359. *Tschirwinsky P.* Vulkanische Aschen in tertiären und altquartären Formationen im Caucase. Zeitschr. für Vulkanologie, Bd. I, S. 93—101, 2 Photogr., 1914.
1360. *Stremoukhov D.* Note sur les Trigonies Secondaires de la Russie. Bull. Soc. Natur. de Moscou. N. S., t. XII, pp. 184—190, 3 fig., 1898.
1361. *Stremoukhov D.* Description de quelques Trigonies des dépôts secondaires de la Russie. Зап. Мин. общ., ч. 34, вып. 2, стр. 248—266, 2 табл., 1897.
1362. *Trautschold H.* Geologische Notizen aus dem Kaukasus. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Bd. I., S. 168—176, 1886.
1363. *Wilser J. L.* Die geotektonische Stellung des Kaukasus und dessen Beziehungen zu Europa. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 80, Abh. № 2, S. 159—194, 3 Karten, 1928.
1364. *Wilser J. L.* Zur Geologie des Europäischen und Zentralasiatischen Südrusslands. Forschungen und Fortschritte S. 1—2, 1 Karte, Berlin, 1926,

1365. *Wolansky Dora*. Untersuchungen über die Sedimentationsverhältnisse des Schwarzen Meers und ihre Anwendung auf das nordkaukasische Erdölgebiet. Geol. Rundschau, Bd. XXIV, Hf. 6, S. 397—410, 1933.
1366. *Wysogorcki*. Über die Kreide Daghestans in F. Frech; Vorlage von Ammoniten aus der Kreide Daghestans. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 56, Monatsber., S. 171—172, 1904.
1367. *Zallessky M. D.* Observations sur la flore carbonifère du Nord du Caucase. Congrès de stratigraphie carbonifère, pp. 797—803, Heerlem, 1927, Liège, 1928.
1368. *Ильинский С. М.* Новые данные по стратиграфии и литологии третичных отложений Центрального и Восточного Предкавказья. Нов. данные по стратигр. и гидрогеол. Сев. Кавказа. Сев.-Кавказское геол. упр., стр. 49—59. М.-Л., 1946.
1369. *Пилученко Г. Е.* К стратиграфии юрских отложений бассейнов рр. Урупа и Кубани на Северном Кавказе. Нов. данные по стратигр. и гидрогеол. Сев. Кавказа. Сев.-Кавказское геол. упр., стр. 32—48. М.-Л., 1946.
1370. *Робинсон В. Н.* Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа, Нов. данные по стратигр. гидрогеол. Сев. Кавказа. Сев.-Кавказское геол. упр., стр. 5—31. М.-Л., 6. 1946.
1371. *Сердюченко Д. П.* и *Ефремов Н. В.* Амфиболы из месторождений Урала и Северного Кавказа в связи с их химической конституцией. Учен. записки Ростовского на Дону универс., вып. VII, стр. 26—90, 1936.
1372. *Сердюченко Д. П.* Хлориты из района горы Беден на Северном Кавказе. Учен. записки Ростовского на Дону универс., вып. III, стр. 69—80 1935.
1373. *Сердюченко Д. П.* Хромитоносный дунит из района Старое Жилище в Карачае. Учен. записки Ростовского на Дону универс., вып. VI, стр. 7—14, 1936.



## УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

### А

- Абаго хр. — 74, 110  
 Аби-ншир-хуба хр. — 33, 81, 388  
 Абин р. — 202  
 Абинская станция — 326, 499  
 Абнянский р-н — 270  
 Абхровский (Боковой) хр. см. Боковой хр.  
 Абхазия, Абхазская АССР — 203, 204, 361, 449  
 Абхазская зона (тектоническая) — 203, 271, 483  
 Абхазско-Рачинская подзона — 482  
 Аварское Койсу р. — 32, 132, 133, 134, 135, 136, 137, 141, 142, 144, 338, 458, 459, 460, 461, 467  
 Агепста гора, хр. — 29, 30  
 Агяге гора — 124, 472  
 Агура р., рч. — 30, 81, 82, 85, 95, 98, 190, 204, 219, 362  
 Агштан ледн. — 37  
 Адагумская антиклиналь — 481  
 Адайкомский разрыв — 478  
 Адай-хох гора, горная группа — 28, 371, 471, 493  
 Аданге р. — 427  
 Адалагух-гель гора — 137  
 Адербевка р. — 202  
 Аджи-ноур местор. — 303  
 Аджи-ноур оз. — 251, 255, 304, 466  
 Аджиноурская антиклиналь — 306, 462, 463  
 Адлер сел., г. — 354, 355, 474, 479  
 Аду-юрт сел. — 316  
 Адыгейская АО — 5  
 Адыл-су р. — 335  
 Адыр-су ледн. — 37  
 Ажекско-Дагомысский покров — 483  
 Азау Большой ледн. — 36, 333  
 Азау-Ненскра перев. — 425  
 Азау перев. — 30  
 Азгек р. — 334  
 Азербайджан (Азербайджанская ССР) — 5, 9, 129, 132  
 Азербайджан Северный — 301, 362  
 Азербайджан Северо-Восточный — 20  
 Азия Малая — 127  
 Азия Средняя — 82  
 Азово-Черноморский край — 25, 427  
 Азовская станция — 267, 268  
 Азовский р-н — 270  
 Азово-Кубанская равнина — 27, 495  
 Азовское море — 5, 16, 27, 30, 31, 280, 312, 341, 479, 481, 484, 495, 522, 525, 526  
 Азовское побережье — 324, 326  
 Азово-Черноморский бассейн — 522  
 Аябга хр. — 29, 30, 406, 407  
 Айтгамуги-дон р. — 380  
 Айгурка р. — 306  
 Айлама ледн. — 381  
 Айридек-кель оз. — 33  
 Айриябюбинская антиклиналь — 463  
 Акайталинское антиклинальное поднятие — 465  
 Аксай р. — 300, 318, 485, 496  
 Аксаут р. — 37, 47, 78, 80, 82, 101, 104, 493  
 Аксаут (Схават) р. — 37, 50, 63, 64, 81, 91, 97, 98, 100, 102, 105, 333, 373, 382, 389, 409  
 Аксаутский ледн. — 37  
 Аксаутский массив, интрузия — 410  
 Ак-су р. — 256  
 Ак-таш р. — 205, 213, 245, 256, 257, 496  
 Ак-Топрак с. — 342, 424  
 Ак-тюбе р. — 411  
 Ак-тюбю ледн. — 37  
 Акуша сел. — 174, 209, 211, 212  
 Акчагыльский бассейн, море — 241, 308, 310, 316, 317, 524  
 Акчагыльский пролив — 312  
 Алагир г. — 29, 34, 35, 183, 453  
 Алазань р. — 360, 364, 448  
 Алазанская депрессия — 450  
 Алахун-даг гора — 142  
 Алды сел. — 315  
 Алдынская антиклиналь — 468, 469  
 Алек-баш р. — 402, 408  
 Александрийская станция — 284  
 Александровский р-н — 294  
 Алибек ледн. — 37  
 Аляконовка р. — 50, 167, 391, 394  
 Алястанджи р. — 216, 217, 257  
 Аля-юрт сел. — 485  
 Алкодар сел. — 303  
 Алкодарское местор. — 212  
 Алкуя сел. — 470  
 Алкуя-Ассинский р-н — 259  
 Алкуно-Коряламская антиклиналь — 470  
 Алкунский р-н — 256, 258  
 Алоус р. — 104, 474  
 Алхазовский р-н — 486, 487  
 Алханчуртская (Алханчурт) депрессия, долина — 488, 498  
 Алханчуртская синклиналь — 496  
 Альпийская область — 511  
 Альпийское море — 517  
 Альпы — 17, 36, 54, 125, 127, 332, 333  
 Альпы Восточные — 111  
 Альпы Карийские — 111

- Аман-ауз ледн. — 37  
 Аман-кол рч. — 391, 392, 475  
 Америка — 207  
 Амниовка р. — 198  
 Амуко гора — 483  
 Анапа г. — 9, 35, 216, 227, 270, 322, 354, 453, 455, 481, 499, 520  
 Анапский р-н — 291, 299, 325, 327, 520  
 Анапско-Гастогаевский р-н — 235, 268, 269, 270, 288  
 Англия — 207, 513, 517  
 Андийское Койсу р. — 28, 32, 132, 134, 135, 136, 137, 140, 141, 142, 143, 145, 159, 338, 458, 459, 460, 467  
 Андреевская депрессия — 488  
 Андрук р. — 72, 107  
 Антуста Восточная — 309  
 Анцухская почта, сел. — 135  
 Анча-су р. — 325  
 Апшерон Западный — 352  
 Апшеронский бассейн, море — 316, 317, 319, 320, 524  
 Апшеронский полуостр. — 301, 306, 344, 345, 350, 352, 353  
 Арагва р. — 29  
 Арагва Белая р. — 148  
 Арагва Гудошаурская р. — 407  
 Арагва Пшавская р. — 362  
 Арагва Хевсурская р. — 30  
 Арак-Далатерек сел. — 310  
 Арак-меер хр., плато — 178, 179, 207, 211, 212, 217  
 Аракс р. — 457  
 Аргудан р. — 295  
 Аргун р. — 5, 28, 31, 132, 133, 137, 142, 216, 217, 218, 298, 300, 315, 334, 422, 444, 454, 455, 457, 467, 501  
 Арджи-ахк р. — 257  
 Ардон (Ары-дон) р. — 8, 21, 29, 31, 36, 37, 41, 46, 47, 53, 74, 131, 149, 150, 151, 160, 162, 183, 221, 315, 334, 337, 338, 341, 343, 360, 378, 379, 380, 386, 410, 443, 453, 455, 468, 469, 471, 478, 479, 491, 492, 494, 498, 512, 520  
 Ардонский ледн. — 334  
 Арзгир сел. — 309, 341, 348, 489  
 Арзгирский р-н — 299  
 Аркинская антиклиналь — 483  
 Армавир г. — 294, 296, 299, 306, 309, 489, 497  
 Армави́ро-Невинномы́сская антиклиналь — 484  
 Армавир-Туапсинская ж. д. — 21, 30, 489  
 Армения — 116, 125, 127  
 Армоква р., балка — 107, 396, 407, 473  
 Арм-хи р. — 31  
 Армянские высоты — 339  
 Артема о. — 353  
 Архон-дон р. — 378, 421, 478  
 Архонский массив — 378  
 Архотский перевал — 17, 30, 417  
 Архотский тоннель — 131  
 Архыз р. — 72, 96, 104, 106, 385, 388, 402, 408, 409  
 Архыз ур. — 58, 81, 97, 358  
 Арчи сел. — 130  
 Арша р., водопад — 435  
 Аршинский поток андезитов — 435  
 Асса р. — 5, 17, 28, 29, 31, 131, 132, 148, 149, 160, 162, 172, 179, 181, 182, 189, 216, 218, 219, 257, 258, 259, 260, 295, 300, 315, 334, 414, 435, 443, 468, 470, 471, 516  
 Ассинский р-н — 130, 131, 190, 220  
 Ассинско-Камбилеевский р-н — 131  
 Астрахань г. — 490  
 Атлы-боюн сел. — 465  
 Афиц р. — 202  
 Афонка гора — 473  
 Ахалкалаки г. — 456  
 Ахатлы сел. — 205, 248  
 Ахтари сел. — 484  
 Ахтанизовский лиман — 322  
 Ахтынский р-н — 139  
 Ахтырский р-н — 325  
 Ахты-чай р. — 133, 136, 138, 145, 417, 422, 460  
 Ахунская антиклиналь — 475, 483  
 Ахцархва хр. — 410, 412  
 Ахцу (Иегош-Ахцу) хр. — 29, 271, 475  
 Ахштырская антиклиналь — 475, 483  
 Ацгара р. — 63, 96, 358, 403, 409  
 Ачалуки р. — 498  
 Ачалуки сел. — 337, 485  
 Ачалуковское ущелье — 485  
 Ачешбок горн. массив — 117, 124, 396, 403, 447, 473  
 Ачешбок р. — 119, 121, 122, 407  
 Ачи-кулак сел. — 281, 282, 283, 348  
 Ачипсе р. — 474  
 Ачипоста р. — 474  
 Ачи-су рч. — 275, 277, 344, 345, 353, 462, 463  
 Ачисуйская антиклиналь — 462  
 Ачишко цепь, хр. — 29  
 Ачкерьальский (лавовый) поток — 430  
 Ачкишк гора — 487  
 Ачкохо гора — 473  
 Ашильта сел. — 179  
 Ашты сел. — 129

## Б

- Бад-дон рч., р. — 379, 380, 478  
 Бадукские оз. — 33  
 Бакинский р-н — 521  
 Бакрыс сел. — 347, 490  
 Баксан р. — 21, 29, 30, 31, 37, 39, 43, 45, 46, 48, 52, 56, 59, 60, 61, 69, 72, 74, 84, 86, 87, 89, 90, 98, 99, 106, 151, 152, 153, 162, 165, 166, 167, 197, 223, 295, 333, 334, 335, 337, 338, 340, 359, 361, 362, 370, 373, 382, 383, 386, 389, 391, 392, 398, 399, 400, 423, 425, 428, 430, 431, 433, 437, 438, 439, 440, 453, 491, 496, 499, 501, 512, 514  
 Баксан сел. — 496  
 Баксан Верхний сел. — 382  
 Баксано-Малкинская равнина — 337  
 Баксано-Чегемский водораздел см. Чегемо-Баксанский водораздел

- Балкаро-Дигорский выступ см. Дигорский выступ  
 Балкаро-Дигорский хр. см. Дигорский хр.  
 Балта-шах хут. — 305  
 Бамбак гора, хр. — 49, 53, 62, 63, 92, 93, 97, 99, 100, 101, 102, 117, 386, 389, 473, 474  
 Бамбак Малый хр. — 119, 122, 447  
 Бамбак-Пшекишское поднятие — 481  
 Бамбачка р. — 101, 474  
 Баракаевская антиклиналь — 481, 484  
 Баракаевско-Тульско-Темрюкская антиклиналь, зона — 480, 484  
 Барсук р. — 497  
 Басс р. — 216, 217  
 Батако-юрт сел. — 337  
 Баталпашинск г., см. Черкесск  
 Баталпашинские озера — 32, 342  
 Батуни г. — 456  
 Башанта балка — 309  
 Башанта ст. — 324  
 Башиль ледн. — 37  
 Башиль-аузу-су р. — 44  
 Баш-кара ледн. — 37  
 Башлы-чай р. — 277  
 Веден (Большой) гора — 396, 398, 473  
 Веденский массив — 398, 405, 408  
 Вежитинская депрессия — 138, 458, 459, 460  
 Везводно-Дагестанский р-н — 225  
 Безинги, Безингиевское ущелье, р. (см. еще Черек Безингиевский) — 36, 45, 376, 381, 445  
 Везопасное сел. — 324  
 Везымянная р. — 74, 124  
 Вейсуг р. — 340  
 Векена-булак родн. — 250  
 Вековичи сел. — 486  
 Велая р. (Майкоский р-н) — 18, 20, 21, 28, 29, 31, 41, 49, 50, 53, 54, 55, 56, 62, 63, 68, 72, 73, 84, 87, 91, 92, 100, 101, 102, 106, 107, 109, 110, 113, 116, 117, 124, 129, 132, 149, 154, 155, 161, 168, 169, 190, 198, 199, 204, 225, 264, 265, 286, 288, 339, 359, 361, 386, 391, 393, 396, 399, 426, 442, 443, 453, 456, 472, 473, 474, 491, 506, 507, 508, 509, 511, 514, 515, 520, 521  
 Белл-ала-кая гора — 493  
 Белмгот-кая гора — 95, 96  
 Велоглинская станция — 324, 342  
 Веломечетская станция — 453, 489  
 Велореченская станция — 306  
 Велореченский перев. — 29  
 Беляги-дон р. — 46  
 Белягдонское местор. — 46  
 Веноевская антиклиналь — 469  
 Веноевский р-н (Старч-корт) — 255, 281  
 Веной сел. — 260, 469  
 Березовка р. — 167  
 Берекей местор. — 244, 251, 252, 462  
 Берекейский р-н — 247, 252, 253, 255  
 Берекейское поднятие (антиклинальное) — 462  
 Бермамыт (Джангур) гора — 29, 499  
 Бескес р. — 65, 71, 72, 103, 107, 109, 117, 121, 124, 359, 391, 393, 396, 407, 416, 427, 473  
 Беслан сел. — 334  
 Бетли плато — 207, 209  
 Бешпагирское плато — 296  
 Бештау гора — 15, 28, 225, 489, 497, 518  
 Бештаугорье см. Пятигорье  
 Бештума-гель оз. — 342  
 Бжебс р. — 121  
 Бзыбь р. — 361, 407, 456  
 Бзым участок, ур. — 427  
 Биазырта (Бие-зырта) гора — 388, 475  
 Биби-Эйбат местор. — 353  
 Биз сел. — 470  
 Биз Старый сел. — 334  
 Бильгады аул, сел. — 304  
 Бирджалы ледн. — 36  
 Бичесыинское плато — 152  
 Благодарное село — 485  
 Благодарненский р-н — 37  
 Благодарное село — 485  
 Блыбь р. — 71, 396, 397  
 Блыбь Большая р. — 397  
 Бовтугай аул, сел. — 339  
 Богословское село — 488, 489  
 Богословская балка — 80, 85, 95, 96, 388  
 Богословское местор. — 95  
 Боковой (Передовой, Абиховский) хр. — 28, 29, 30, 46, 132, 134, 135, 138, 139, 143, 147, 455, 458, 459, 460, 461, 467, 472  
 Боковой хр. в Центральном Кавказе см. Дигорский хр.  
 Болхас-Хунухская антиклиналь — 462, 463  
 Больше-Баранаха гора — 29  
 Большой Лахран — 75  
 Бореальная провинция — 517  
 Бори-су гора — 485  
 Босфор пролив — 356  
 Ботлих сел. — 159, 179  
 Бочек гора — 28  
 Брагунская антиклиналь — 487  
 Брагунский хр. — 318, 487, 488  
 Брык гора — 490  
 Бугазский лиман — 326  
 Бугунж р. — 118, 119, 120, 122, 126  
 Бугуны р. — 262  
 Буденновск г. — 316, 319,  
 Буйвола Мокрая р. — 31, 307, 308, 310  
 Буйвола Сухая р. — 31  
 Буйнакск (Темир-Хан-Шура) г. — 19, 458  
 Буйнакская складка (синклиналиная) — 466  
 Буйнакский р-н — 444  
 Бургуста балка — 307  
 Бурдеки сел. — 206, 209  
 Бурная рч. — 373  
 Бусарчили (Бусарчильский, Квенамтский) перев. — 29  
 Бутиная р. — 256  
 Буульген р. 342, 502  
 Буший р. — 416  
 Бык гора — 28, 225, 426  
 Быхтинская антиклиналь — 483

- Вава-хох гора — 29, 52, 357, 373  
 Вандам сел. — 362  
 Варанда сел. — 469  
 Варандинская антиклиналь — 469  
 Варениковский р-н — 327  
 Ведено сел. — 216  
 Веденский р-н — 179  
 Венгрия Северо-Западная — 263  
 Венский бассейн — 236, 523  
 Величаевское село — 310, 319, 320, 348, 490  
 Верблюд гора — 28  
 Вернют сел. — 473  
 Верхнемайкопский бассейн — 235  
 Верхнесарматский бассейн — 239  
 Верхнетебердинское сел. — 85, 409, 411  
 Веселовка село — 326  
 Винодельное село — 489  
 Владикавказ (Джауджикау) г. — 16, 29, 34, 35, 113, 444, 453, 515, 524,  
 Владикавказская впадина, депрессия, мультыда — 317, 468, 470  
 Власенкова балка — 93, 403  
 Власничиха рч. — 79, 403  
 Военно-Грузинская дорога — 15, 21, 29, 131, 138, 148, 149, 160, 161, 162, 170, 181, 203, 205, 229, 434, 443, 468, 479, 501  
 Военно-Осетинская дорога — 29  
 Военно-Сухумская дорога — 29  
 Вознесенная антиклинальная складка — 486, 487  
 Вознесенская станция — 300, 337, 489  
 Вознесенский р-н — 487  
 Волга р. — 288  
 Волга Нижняя р. — 330  
 Вольный хут. — 285  
 Ворлак гора — 424  
 Воровсколеско-Невинномысский р-н — 284, 285  
 Воронцово-Александровская станция — 320  
 Ворошиловский р-н — 294  
 Восточная антиклиналь (в Дагестане) — 462  
 Вулан р. — 202, 203
- Г**
- Гагры г. — 354  
 Гайдукские степи — 298  
 Гайкомд гора — 29  
 Гамри-озень р. — 209, 305  
 Гапль сел. — 217, 247, 253  
 Гара-аузу-су р. — 44  
 Гара-баша ледн. — 36  
 Гастогаевская станция — 216  
 Гастогаевский р-н — 202  
 Гашинская антиклиналь — 462, 463, 466  
 Гвелс-мта гора — 28  
 Гвлетский массив — 377  
 Гезе-авчик перев. — 379  
 Геленджик г. — 15, 30, 156, 202, 354  
 Геленджикская бухта — 499  
 Гели сел. — 246, 249, 250  
 Гельмец сел. — 135  
 Гемейды аул, сел. — 304  
 Гейад-дон р. — 37, 150, 334, 337, 341, 378, 415, 417, 471, 478, 492  
 Геналдонский ледн. — 415  
 Геналдонский сброс — 478  
 Георгиевск г. — 340  
 Георгиевская станция — 339  
 Гепце сел. — 143, 158  
 Гергети сел. — 337  
 Германия — 207, 248  
 Гетин-киль гора — 156, 158, 173, 174, 177  
 Гефо гора — 65, 72, 100, 102, 109  
 Гехи р. — 31, 468, 469, 470  
 Гидам, Гидамский массив — 375, 405  
 Гидам р. — 81, 82, 85, 98, 105, 358, 408, 409, 411  
 Гижгит р. — 46  
 Гизель-дон р. — 31, 37, 54, 72, 100, 107, 110, 150, 160, 162, 181, 189, 220, 315, 334, 337, 338, 343, 378, 470, 478, 491, 492, 493, 500, 508, 509  
 Гизель сел. — 334  
 Гинк-Салган р. — 247  
 Гильянский надвыг — 469  
 Гильян гора — 428  
 Гильяр сел. — 301, 302, 303  
 Гималай горы — 111, 120, 125  
 Гималайская провинция — 126  
 Гималдык р. — 105  
 Гимрийский хр. — 129  
 Гитче-Кюген-кая гора — 434  
 Гитче-Тырны-ауз хр. — 99  
 Главная геосинклиналь (Большого Кавказа) — 113, 451, 511, 516, 518, 519, 520, 521, 522  
 Главного хребта (Большого Кавказа) геосинклиналь — 8, 515, 517, 518  
 Главного хребта зона, подзона — 42, 47, 49, 51, 54, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 64, 65, 67, 74, 84, 86, 87, 88, 100, 101, 103, 107, 110, 117, 126, 128, 138, 143, 147, 148, 386, 407, 408, 516  
 Главный Кавказский антиклинорий — 407  
 Главный (Кавказский) водораздел — 28, 29, 30, 31, 34, 113, 443, 499, 502  
 Главный (Кавказский) хребет — 9, 17, 18, 28, 29, 30, 31, 36, 41, 43, 47, 50, 51, 55, 64, 72, 87, 103, 110, 111, 113, 114, 115, 125, 128, 130, 131, 132, 134, 135, 139, 143, 144, 148, 156, 157, 190, 204, 205, 216, 235, 237, 287, 333, 339, 357, 358, 364, 365, 370, 373, 374, 375, 376, 377, 378, 379, 380, 382, 385, 386, 387, 391, 407, 409, 410, 413, 416, 419, 420, 422, 427, 428, 436, 437, 438, 439, 440, 442, 444, 445, 448, 451, 452, 454, 455, 457, 458, 459, 460, 461, 467, 471, 472, 474, 475, 476, 479, 480, 481, 482, 483, 489, 492, 501, 504, 507, 508, 509, 510, 511, 513, 514, 515, 523, 524, 525  
 Гладковская антиклиналь — 481  
 Гладковский р-н — 202  
 Гладковская станция — 299  
 Глубокая балка — 92  
 Гойта р. — 496  
 Гойта сел. — 307  
 Гойрах-корт гора — 488  
 Гойтх (Гойтхский) перев. — 29, 499

Голицынка сел. — 475  
 Голубое (Церик-кель) оз. — 38  
 Голубь балка — 309  
 Горелая балка — 79  
 Горелая гора — 327  
 Горская гора — 487  
 Горькая Балка село — 293, 296, 297  
 Горькая балка, р. — 496  
 Горячеводск село — 487  
 Горячий Ключ г. — 35, 267  
 Грачево с. — 34  
 Грачевский хут. — 294  
 Гривенский хут. — 484  
 Григориполисская станция — 489  
 Грозненский хр. — 318, 486, 488  
 Грозненский округ — 234  
 Грозненский р-н (нефтеомыч) — 19, 315, 488  
 Грозный г. — 35, 300, 307, 317, 362, 435, 469, 490, 496  
 Грузия (Грузинская ССР) — 5, 9, 156  
 Грузия Западная — 204, 230  
 Грустная рч., р. — 474  
 Губден р. — 32  
 Губден сел. — 206, 209, 210, 211, 213, 214, 245, 247, 250, 251, 273, 275, 304  
 Губденский выступ — 206, 210, 213, 214, 463  
 Губденский р-н — 275  
 Губс р. — 265  
 Губская станция — 522  
 Гуверовская плотина — 205  
 Гудаурский участок (вулканический центр) — 435  
 Гудермес ст. — 307  
 Гудермеская антиклиналь — 469, 488  
 Гудермеская равнина — 496  
 Гудермесский (Качкалыковский) хр. — 301, 318, 368, 469, 487, 488  
 Гуверипольская поляна, ур. — 116, 124  
 Гумиста р. — 365  
 Гумс р. — 307, 315, 469  
 Гунделен р. — 430, 500  
 Гуньб сел. — 129, 130, 132, 156, 159, 160  
 Гуньбское шоссе — 213, 214  
 Гутвати-кау сел. — 478  
 Гыда Большая балка, р. — 81, 104  
 Гюни-киль хр., возвышенность — 302, 303, 304  
 Гюльчи массив, гора — 407, 476  
 Гюрген-чай р. — 32, 305  
 Гяур-тапа гора — 275

## Д

Дагестан (Дагестанская АССР) — 5, 15, 16, 18, 22, 23, 24, 27, 31, 32, 33, 36, 38, 132, 133, 135, 139, 147, 150, 155, 156, 157, 171, 172, 173, 181, 205, 206, 207, 208, 209, 210, 211, 212, 213, 216, 220, 236, 238, 242, 243, 244, 245, 248, 249, 250, 253, 255, 273, 274, 275, 276, 277, 279, 280, 301, 302, 303, 305, 334, 338, 343, 352, 444, 449, 455, 457, 460, 461, 462, 467, 469, 500, 502, 512, 513, 517, 520, 523, 524  
 Дагестан Внутренний — 31, 112, 129, 130  
 Дагестан Восточный — 261, 344

Дагестан Известняковый — 129, 132  
 Дагестан Нагорный — 305, 444, 462  
 Дагестан Северный — 147, 157, 160, 172, 173, 177, 179, 181, 231, 234, 240, 242, 243, 244, 246, 247, 248, 249, 252, 253, 255, 273, 276, 277, 278, 466, 501, 514, 522  
 Дагестан Северо-Восточный — 454  
 Дагестан Северо-Западный — 129  
 Дагестан Сланцевый — 129, 501  
 Дагестан Центральный — 140, 141, 155, 156, 157, 158, 159, 172, 173, 177, 179, 216, 217, 516, 518, 522  
 Дагестан Юго-Восточный — 8, 20, 138, 141, 147, 155, 518  
 Дагестан Южный — 138, 140, 141, 147, 157, 158, 172, 173, 177, 205, 206, 208, 210, 211, 212, 214, 215, 231, 232, 238, 242, 243, 244, 245, 246, 248, 250, 255, 273, 276, 277, 303, 306, 344, 345, 346, 417, 423, 455, 466, 513, 514  
 Дагестанская станция — 226  
 Дагестанские возвышенности — 344  
 Дагестанские Огни (Дагогни) местор., завод — 244, 247, 250, 251, 252, 253, 255, 275, 347, 462, 466  
 Дагестанский клин, выступ — 444, 457, 463, 467, 501, 524  
 Дагогинское поднятие (антиклинальное) — 462  
 Дагомысская антиклиналь — 483  
 Дали-чай р. — 144  
 Дамхурц р. — 48, 375  
 Дания — 262  
 Дарада сел. — 207  
 Дарг-кох ст. — 337  
 Даргон поляна — 334  
 Дарьинские высоты — 28, 223, 499  
 Дарья р. — 262  
 Дарьял, Дарьяльское ущелье теснина — 41, 364, 377, 378, 394, 417, 443, 471, 472, 478, 479, 504  
 Дарьяльский массив — 377  
 Датых Нижний сел. — 470  
 Датыхский р-н — 257, 258, 260, 291, 312  
 Датыхско-Галашкинская антиклиналь — 469, 470  
 Даут, Даутский перев. — 405  
 Даут р. — 30, 31, 60, 78, 82, 83, 84, 89, 90, 97, 98, 100, 105, 106, 359, 375, 398, 400, 402, 405, 407, 411, 413, 426, 428  
 Даховская станция — 117, 391, 393, 396, 399  
 Даховский массив — 399  
 Двойная ст. — 307  
 Девдоракский ледн. — 415, 512  
 Дербели сел. — 138  
 Дербент г. — 19, 34, 35, 278, 279, 344, 352, 435, 444, 453, 454, 462  
 Дербентский р-н — 273, 277, 278, 279  
 Дербн хр. — 169  
 Дербиевская антиклинальная складка — 481  
 Дефановская антиклиналь — 482  
 Джазлык сел. — 475  
 Джайлык-баш гора, массив — 28  
 Джайлык ледн. — 37  
 Джалан-кол р. — 475  
 Джаланское поднятие (антиклинальное) — 462

Джалов-чат леди. — 37  
 Джалпакское плато — 428  
 Джам-баш гора — 433  
 Джанга-кула-чай рч. — 275  
 Джанга-су рч. — 275  
 Джегута р. — 31  
 Джегуты-аир высоты — 499  
 Желтмес балка — 80  
 Желтмесские высоты — 499  
 Жемагат р. — 411  
 Дженгутай Верхний сел. — 214  
 Дженгутай-озень р. — 245, 247  
 Дженту хр. — 57, 71, 73, 74, 107, 109, 416, 427, 505  
 Джерах-чоч р. — 471  
 Джилки-агун ледн. — 36  
 Джилы-су источн. — 430  
 Джимара сел. — 334  
 Джимарайхохская антиклиналь — 478  
 Джинаби сел. — 253  
 Джинаби-чай р. — 245  
 Джинальский (Джинал) хребт — 28, 223, 225, 341, 499  
 Джица гора, 29, 499  
 Джуарген р. — 86, 89, 401, 408  
 Джубга сел. — 34, 354, 355  
 Джульфа г. — 457  
 Джурмуть р. — 132, 135, 139, 141, 459, 460  
 Джуунгу-су р. — 45, 424  
 Джуца гора — 28  
 Джянгур (Бармамыт) гора, 29, 499  
 Дзамараш-ком р. — 407, 478  
 Дзауджикау (Владикавказ) г. — 16, 29, 34, 35, 113, 171, 281, 312, 315, 333, 444, 453, 515, 524  
 Дзирульский массив — 41, 43, 57, 442, 522  
 Дзирульский перешеек — 523  
 Дзюва гора — 101, 474  
 Дибрар гора, система — 20, 28  
 Дивное село, селение — 31, 296, 306, 312, 348, 489  
 Дигория — 357, 358, 379, 381, 382, 385, 415, Дигорский выступ — 375  
 Дигорский (Дигоро-Балкарский, Передовой) хр., цепь — 28, 36, 375, 378, 379, 455, 456, 476  
 Дидинат поляна — 334  
 Диклос-мта гора — 28, 31, 467, 472  
 Динская антиклиналь — 484  
 Длинная балка — 80  
 Дмитриевское село — 324  
 Дольменная антиклиналь — 483  
 Долра р. — 440  
 Донгай р., балка — 433  
 Донгуз-орун гора — 383  
 Дон р. — 5, 27, 307, 328, 330  
 Донецкий (Донбасс) бассейн — 90, 91, 92, 93, 94, 96, 111, 448, 521  
 Донецко-Мангышлакская система — 490  
 Донисар ледн. — 418, 420  
 Донифарс сел. — 46  
 Донское село — 306, 309, 324  
 Древневзвинский бассейн — 330  
 Дубовское с. — 294  
 Дубровая гора — 292  
 Дузлак местор. — 255, 462

Дузлакское поднятие (антиклинальное) — 462  
 Дукка Малая рч. — 385  
 Дур-дур р. — 485  
 Дуранги сел. — 206, 213  
 Дылым сел. — 469  
 Дымух-чат балка — 98  
 Дых-су ледн. — 37, 333, 418, 419  
 Дых-тау гора — 28, 39, 362, 407, 419  
 Дюбек-чай р. — 463  
 Дюз-сырт хр. — 460  
 Дюльты-даг гора — 28, 32, 455  
 Дюльты-чай р. — 136, 139

## Е

Евразия — 204  
 Европа Западная — 233, 513, 516, 517  
 Европа Средняя — 5, 13, 517, 519  
 Европейская часть Союза — 306, 308, 516  
 Егорлык (Большой) р. — 27, 31, 32, 306, 307, 342, 495  
 Ейск г. — 35, 326, 339, 479, 484  
 Ейский лиман — 31  
 Ергени, Ергенинское поднятие, возвышенность — 235, 288, 295, 296, 307, 319, 328, 348  
 Ергени Южные, возвышенность — 294  
 Ериоловский разъезд ж. д. — 435  
 Ессентуки г. — 35, 224, 261, 519  
 Ея р. — 31

## Ж

Жадан хут., сел. — 306  
 Железная гора — 28, 225, 497  
 Жигзакопс гора — 487

## З

Загедан р. — 375  
 Загеданский массив — 405  
 Закавказский пологоскладчатый комплекс, зона — 6, 9, 483  
 Закавказское море — 519  
 Закавказье — 5, 11, 15, 16, 33, 41, 42, 57, 82, 2229, 289, 306, 317, 362, 417, 423, 436, 513, 515, 520, 521  
 Закавказье Восточное — 352  
 Закан р. — 375, 474  
 Закаспий, Закаспийская область — 59  
 Закаталы г. — 456  
 Закки-дон р. — 29  
 Заманкул гора — 29, 498  
 Заманкул сел. — 337  
 Зарамаг р. — 334  
 Затеречная равнина — 18, 240, 280, 281, 283, 296, 297  
 Заузан-баш гора — 463  
 Заузанбашская антиклиналь — 463  
 Заюковское сел. — 431  
 Зеленского гора — 291  
 Зеленчук Большой р. — 37, 47, 50, 51, 52, 54, 56, 62, 78, 79, 80, 84, 85, 91, 94, 95, 96, 97, 101, 104, 132, 140, 153, 197, 225, 263, 292, 333, 338, 339, 358, 370, 373, 374, 375, 382, 385, 386, 388, 402, 408, 409, 456, 492

- Зеленчук Малый р. — 31, 47, 48, 50, 51, 54, 56, 62, 79, 91, 225, 333, 337, 338, 339, 370, 373, 375, 385, 386, 409
- Зеленчукский район — 96, 97
- Зелин-зуар порога, ущелье — 74
- Зизак сел. — 303
- Зикара гора, хр. — 28
- Зилги сел. — 44, 381
- Змеевая, Зменная гора — 28, 497
- Змейский хр. — 485
- Золка р. — 315, 340, 341, 497
- Золотой Курган гора — 28, 339
- Зольская станица — 341
- Зрых сел. — 139
- Зубутль сел. — 177, 178, 179, 469
- Зугулла хр. — 430
- Зулка-кая гора — 374, 375
- Зырдагыт балка — 424
- И**
- Иегош-Ахцу хр. см. Ахцу
- Иабер-баш местор. — 275, 467
- Избербашская антиклиналь — 462, 466
- Известковая гора — 470
- Ипре гора — 424, 433, 434
- Иль р. — 202
- Ильинский р-н — 268, 287, 324, 327
- Имаммули-кент сел. — 301
- Инал гора — 29, 499
- Ингури (Ингур) р. — 29, 86, 445, 455, 456
- Ингуро-Алазанская депрессия — 456
- Индийская область — 127
- Индыш р. — 359, 391, 392, 402, 475
- Индыш-арты-кол рч. — 391, 392, 402, 475
- Инкучи-махи сел. — 213
- Ипатовское село — 295, 296
- Иран — 127, 310, 456
- Ираф р. см. Урух
- Иргаклы сел. — 490
- Иргарт-баш купол — 247, 467
- Ирик р. — 45, 382
- Искир-баш хр. — 274
- Искирбашская антиклиналь — 462, 463
- Ислам-чат р. — 89, 90, 106, 401, 408
- Исти-су р., балка — 465
- Исти-су сел. — 487
- Ит-кая-башы гора — 29
- Итумкалинский антиклинорий — 471
- К**
- Кабарда (Кабардинская АССР) — 5, 22, 43, 131, 151, 185, 221, 337, 357, 365, 367, 373, 374, 375, 379, 380, 382, 385, 387, 394, 400, 407, 410, 414, 424, 425, 426, 427, 428, 476, 493
- Кабарда Горная — 44
- Кабардино-Балкария см. Кабардинская АССР
- Кабардинская область — 360
- Кабардинская равнина — 29, 329, 337, 338, 496
- Кабардинские горы (цепи), хр. — 29, 31, 337, 468, 524
- Кабардинско-Сунженский хр. — 337, 467, 485
- Кабрисган Восточный — 352, 353
- Кавказ — 6, 8, 9, 10, 11, 12, 15, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 24, 25, 28, 29, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 42, 43, 47, 49, 52, 56, 57, 64, 72, 111, 112, 113, 116, 126, 127, 128, 129, 131, 132, 135, 155, 156, 158, 162, 170, 171, 185, 198, 204, 206, 215, 216, 225, 227, 263, 282 283, 298, 312, 317, 329, 330, 331, 332, 334, 343, 353, 366, 368, 369, 370, 373, 379, 386, 387, 404, 405, 420, 423, 426, 427, 436, 441, 442, 444, 446, 448, 449, 450, 451, 452, 453, 457, 468, 471, 477, 479, 482, 491, 492, 493, 494, 495, 496, 498, 500, 501, 503, 504, 505, 506, 509, 511, 512, 513, 515, 516, 518, 519, 520, 522, 523, 524, 525, 526, 527
- Кавказ Большой (Главный) система, горы, область, комплекс — 5, 16, 28, 29, 42, 53, 54, 55, 57, 61, 62, 65, 72, 111, 128, 148, 154, 171, 205, 329, 360, 361, 362, 363, 364, 366, 368, 369, 370, 373, 389, 404, 413, 414, 416, 417, 422, 423, 436, 442, 445, 446, 448, 449, 450, 451, 452, 453, 454, 455, 456, 457, 468, 479, 491, 493, 503, 504, 507, 511, 512, 513, 514, 515, 517, 522, 523, 526, 527
- Кавказа Большого (Главного хребта) геологическая антиклиналь — 8, 53, 54
- Кавказ Восточный — 16, 22, 29, 33, 34, 130, 131, 337, 342, 422, 423, 493, 496, 500, 501, 516
- Кавказ Западный — 29, 31, 33, 36, 149, 161, 190, 215, 219, 256, 288, 333, 334, 338, 342, 343, 385, 387, 401, 423, 493, 494, 498, 499, 512, 516
- Кавказ Малый комплекс — 6, 453, 456, 457
- Кавказ Северный — 5, 6, 11, 15, 16, 18, 19, 21, 22, 23, 24, 25, 28, 30, 32, 33, 35, 37, 41, 42, 43, 49, 50, 52, 53, 55, 56, 59, 75, 78, 79, 80, 84, 86, 99, 110, 111, 114, 115, 116, 117, 123, 125, 126, 127, 132, 147, 148, 154, 156, 159, 170, 171, 172, 185, 204, 206, 208, 215, 217, 221, 230, 231, 232, 233, 234, 236, 237, 238, 239, 240, 241, 242, 243, 254, 255, 256, 257, 270, 271, 273, 279, 280, 361, 362, 363, 364, 369, 370, 376, 378, 381, 385, 387, 388, 394, 395, 398, 399, 406, 408, 412, 417, 424, 428, 434, 435, 436, 438, 441, 444, 445, 447, 448, 449, 450, 491, 495, 502, 506, 513, 515, 517, 520, 521, 523, 527
- Кавказ Северо-Восточный — 244, 352
- Кавказ Северо-Западный — 9, 23, 24, 56, 72, 168, 169, 171, 200, 203, 205, 227, 403, 407, 412, 443, 479, 480, 483, 500, 515, 520, 521
- Кавказ Центральный — 8, 9, 22, 28, 29, 30, 33, 34, 36, 50, 51, 62, 72, 107, 110, 149, 161, 172, 215, 219, 256, 288, 333, 334, 337, 338, 339, 342, 343, 366, 374, 382, 401, 417, 420, 422, 423, 434, 450, 461, 492, 493, 496, 498, 502, 509, 511, 512, 513, 524
- Кавказская геосинклиналь, депрессия — 113, 204, 512, 513, 514
- Кавказская ст. — 339, 453

- Кавказская суша — 523  
 Кавказские минеральные воды — 20, 23, 115, 339  
 Кавказский бассейн — 126, 172, 509, 512, 516, 517  
 Кавказский диабазовый пояс см. Казбекский диабазовый пояс  
 Кавказский заповедник — 473  
 Кавказский остров — 65, 72, 522, 523  
 Кавказский хребт, горы — 21, 27, 28, 53, 54, 55, 57, 90, 100, 116, 117, 125, 141, 142, 205, 229, 237, 238, 240, 287, 323, 393, 399, 442, 459, 495, 501  
 Кавказское побережье см. Черноморское побережье  
 Кавказско-Мангышлакский бассейн — 517  
 Кагальник (Каял) р. — 31  
 Кадошский маяк — 355  
 Казахстан — 83, 506  
 Казбек гора, вулкан, вулканический центр — 28, 30, 337, 362, 363, 414, 415, 417, 418, 420, 428, 434, 435, 450, 467, 478, 502, 526  
 Казбекский диабазовый пояс — 417, 461, 478  
 Казбекский массив (интрузивный) — 421  
 Казбекско-Циклаурский надвиг — 472  
 Казбекский р-н, область — 435  
 Казкумух сел. — 129  
 Казкумухское Койсу р. — 32, 142, 207, 211, 213, 338, 461  
 Кайсар ледн. — 363, 421  
 Кайтаго-Табасаранский р-н — 174  
 Кала сел. — 352  
 Калаг гора — 301, 302, 303  
 Калаус р. — 27, 31, 32, 285, 292, 294, 297, 306, 307, 308, 309, 315, 342, 488, 489, 497  
 Калинин хутор — 320  
 Калаус Верхний р. — 342  
 Калауская антиклиналь — 487  
 Калининский р. — 350, 352  
 Калмыцкая степь — 16, 316, 317, 328, 347  
 Калужский р-н — 267, 270, 296, 324, 325.  
 Калько гора — 417  
 Камбилеевка (Хумаладжи-дон) р. — 31, 179, 218, 256, 292, 295, 469, 470, 496  
 Камбилеевский р-н — 234  
 Каменная балка — 307, 309  
 Каменная гора — 292, 337, 493  
 Каменнобродская станция — 296  
 Каменноостская станция — 116, 117, 121  
 Камык рч. — 46  
 Канджал (Кан-джол, Кинжал) гора — 29, 499  
 Капчугайская синклиналь — 464, 465  
 Карабек гора — 85, 97, 411  
 Карабугаз залив — 306  
 Карабудахкент сел. — 243, 246, 247, 249, 250, 463  
 Караганах-тау гора — 305  
 Караганский бассейн — 237, 288  
 Караджа сел. — 352  
 Кара-кая гора — 29, 500  
 Кара-кель оз. в дол. Маруха — 33  
 Кара-кель оз. в дол. Теберды — 33  
 Кара-Койсу р. — 21, 32, 136, 137, 141, 207, 211, 213, 338, 458, 461  
 Караджа сел. — 352  
 Карамарьян сел. — 352  
 Карамык р. — 31  
 Карамык Мокрый р. — 315  
 Карамык Средний р. — 315  
 Карамык Сухой р. — 316  
 Карангатский бассейн — 330  
 Кара-Самур р. — 139, 460  
 Кара-су (Хуламское) р. — 433, 476  
 Кара-сырт хр. — 303  
 Караугом ледн. — 37  
 Караугом р. — 36, 410  
 Карачаевское местор. см. Эльборус  
 Карачай-ауш перев. — 398, 402, 407  
 Карачай Восточный — 404  
 Кара-Чеплак балка — 307  
 Карзан-чай р. — 252, 254  
 Кардывач комплекс (вулканический) — 363  
 Кардывач оз. — 33, 365, 416, 427  
 Карну-хох гора — 29, 471, 500  
 Кароби сел., местор. — 365  
 Карпатская дуга — 517  
 Карталиния р-н — 235  
 Карт-джурт аул, сел. — 82, 89, 98, 333  
 Карцадонский разрыв — 471  
 Каспий (Каспийское море) бассейн — 5, 16, 27, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 204, 217, 241, 306, 316, 317, 326, 327, 329, 330, 331, 332, 338, 341, 343, 344, 345, 347, 350, 352, 441, 453, 457, 491, 496, 522, 524, 525, 526,  
 Каспийская область — 241, 242, 310, 312  
 Каспийская степь — 16  
 Каспийское побережье — 343, 523, 525  
 Кассарская теснина (ущелье) — 378, 379, 380, 443, 479  
 Касумкент г., сел. — 35, 158, 172, 173, 174, 205, 206, 303  
 Касумкентский р-н — 208, 212, 213, 301, 303, 304, 306  
 Кашка-теу сел. — 334  
 Кахетинская вулканическая область — 415  
 Кахетинская цепь, хр., горы — 456, 457  
 Кахетинский диабазовый пояс — 417, 461  
 Кахетия, Кахетинская область — 156, 360, 364, 415, 512  
 Кахетия Северная — 413  
 Каякент сел., ст., местор. — 276, 278, 305, 462  
 Каякентская антиклиналь, поднятие — 462  
 Каякентский р-н — 273, 276, 278, 279, 304  
 Каян-юрт гора — 487  
 Кварши сел. — 145  
 Квенатский (Бусарчильский) пер. — 28, 29  
 Келасурн р. — 365  
 Кели оз. — 30  
 Келлермеская антиклиналь — 484  
 Келлермесско-Динская антиклиналь, зона — 480, 484  
 Кельская (вулканическая) область — 435



- Кедделляр хр. — 501  
 Керченский полуостр. — 273, 353.  
 Кесслеровская антиклиналь — 481  
 Кесслеровский р-н — 293, 327  
 Кестанты (-су) р. — 45, 46, 48, 51, 52, 85, 99, 106, 152, 333, 373, 382, 400, 403, 407, 424, 433  
 Кизгыч р. — 409, 410  
 Кизилбулакская антиклиналь — 464  
 Кизилташский лиман — 30  
 Кизляр г. — 35, 317, 320, 343, 351  
 Кизильчук массив, интрузия — 375, 400  
 Кизылчук р. см. Кыфар р.  
 Кизлязи ст. — 19, 453  
 Кин сел. — 136  
 Киныр-чат гора — 104, 105  
 Кион-хох гора — 29, 450  
 Кировабат г. — 456  
 Кисловодск г. — 15, 21, 35, 50, 75, 166, 167, 170, 172, 190, 191, 195, 197, 198, 224, 394, 442, 443, 497, 499, 514, 515, 517, 522  
 Кисловодский р-н — 190, 197, 198  
 Кисловодское поднятие — 522  
 Кисловодско-Ставропольский выступ — 524  
 Китай Южный — 111  
 Кичи-озень р. — 206  
 Кичмалка р. — 167  
 Кивша р. — 73, 74, 87, 88, 101, 102, 116, 386, 473, 474  
 Клиат-дон р. — 407  
 Клиат-ком р. — 406  
 Клипичи сел. — 130  
 Клухори (Микоян-Шахар) г. — 5, 46, 391  
 Клухорский перев. — 29  
 Ключевский р-н — 324, 325  
 Кобан-дон р. — 221  
 Кобань Верхняя сел. — 471, 492  
 Кобяк-чай р. — 460  
 Кодор р. — 29, 356, 365, 440, 456  
 Кодутль сел. — 156  
 Кокма-чай р. — 143  
 Кокуртлы гора — 28, 500  
 Кол р. — 98  
 Колкай-хох гора — 28  
 Колкай-хох ледн. — 417  
 Колка ледн. — 37  
 Колодезная балка — 307  
 Колодадо каньон — 205  
 Колоскова балка — 309  
 Кольцо гора — 195  
 Коначхыр р. — 33, 342  
 Кондрашкина Мокрая балка, р. — 309  
 Коноково сел. — 488  
 Константиновское плато — 297  
 Копенгаген г. — 262  
 Кормовое сел. — 328  
 Корраджина гора — 478  
 Косая рч. — 79  
 Косьянская станция — 296  
 Котельникова гора — 301  
 Кохановский участок — 488  
 Коштан-тау гора, массив — 28, 39, 407, 419, 493  
 Коя-Сулу сел. — 348  
 Краддук гора — 433  
 475  
 Краснодар г. — 35, 326, 327, 339, 454, 484  
 Краснодарский край (адм.) — 5, 27, 28, 29, 30, 49, 129, 154, 203, 216, 227, 356, 386.  
 Краснополянский покров — 483  
 Крестовый перев. — 28, 29  
 Кропоткин г. (см. еще ст. Кавказская) — 342, 495  
 Крым — 116, 306, 312, 449, 477, 511, 517, 520  
 Крымская станция — 227  
 Крымский р-н (Краснодарский край) — 288, 327  
 Кти-Тебедрра местор. — 48, 385, 426  
 Куарчаг сел. — 301  
 Куарча г-су, чай) р. — 205, 206  
 Кубани дельта — 16, 33  
 Кубано-Худесский водораздел — 428  
 Кубанская область, край (бывш. адм. единица) — 19, 168, 172, 202, 306, 323, 324, 325, 326, 327, 516  
 Кубанская (Кубани) равнина, депрессия — 6, 8, 34, 205, 329, 441, 453, 454, 480, 483, 484, 491, 497, 517, 522, 523, 525  
 Кубанские плавни — 495  
 Кубанский бассейн (море) — 289  
 Кубанский нефтеносный район, область — 443, 449  
 Кубанское поле третичных отложений — 299  
 Кубань — 16, 20, 21, 27, 28, 30, 31, 32, 33, 37, 41, 43, 47, 48, 49, 51, 52, 56, 60, 64, 68, 73, 82, 84, 88, 89, 90, 97, 98, 99, 131, 153, 154, 155, 156, 157, 167, 168, 197, 198, 225, 243, 263, 264, 265, 284, 285, 286, 307, 322, 324, 325, 329, 330, 333, 334, 337, 338, 339, 340, 342, 358, 360, 361, 370, 375, 382, 385, 386, 388, 389, 391, 392, 393, 398, 400, 401, 402, 403, 406, 407, 408, 409, 411, 412, 413, 414, 426, 428, 429, 439, 441, 443, 447, 475, 488, 489, 492, 494, 496, 497, 498, 500, 506, 512, 513, 514, 520, 521  
 Кубань Верхняя р. — 78, 81, 97, 105, 402  
 Куба-тапа гора — 297, 339  
 Куберли балка — 309  
 Кугульта Большая р. — 306, 309  
 Кугульта Малая р. — 306, 309, 324  
 Кудакинский р-н — 288  
 Кужорская антиклиналь — 484  
 Кукурт, Кукурт-тау гора, купол (см. еще Талгинская антиклиналь) — 205, 245, 247, 444, 464  
 Кукурттауская антиклинальная складка см. Талгинская складка  
 Кулак ледн. — 37, 44  
 Кули сел. — 129, 159  
 Кулика Малая — 309  
 Кулларская антиклиналь, поднятие — 462  
 Куль-тюбе (Кюль-тюбе) р. — 51, 59, 78, 82, 83, 85, 97, 99, 105, 400, 402, 408  
 Кума р. — 27, 31, 37, 238, 262, 298, 315, 329, 330, 340, 352, 488, 490, 495, 496, 497  
 Кум-башы гора — 31, 499

- Красная Поляна сел. — 271, 333, 427, 474,  
 Кумбидж балка, р. — 409  
 Кумско-Малкинская равнина — 340, 495,  
 496  
 Кумско-Терская (Прикаспийская) низина,  
 равнина — 27, 337  
 Кумтор-кале ст. — 275, 343  
 Кумторкалинская антиклиналь — 464, 465,  
 466  
 Кумторкалинский взброс — 465  
 Кумторкалинский хр. — 274  
 Кум-тюбе гора — 433  
 Кумух сел. — 130  
 Кунские Поляны ур. — 124  
 Куна р. — 122, 124  
 Кура р. — 114, 200, 201, 456, 496, 525  
 Курап-даг перев. — 140  
 Курах сел. — 143  
 Курах-чай р. — 32, 143  
 Курджис р. — 198, 199, 225, 226, 265,  
 266, 286, 287, 288, 333, 518, 520  
 Курдул сел. — 460  
 Кури гора — 28  
 Куринская депрессия — 457, 523, 524  
 Куринская моноклиналь — 457  
 Куринско-Каспийская геосинклиналь — 522  
 Куркентское плато — 305  
 Кур-кент сел. — 303  
 Курноят сел. — 381  
 Курноят-су рч., р. — 476  
 Курп гора — 485  
 Курп р. — 498  
 Курраная ур. — 44  
 Курская станция — 320  
 Куртатинское ущелье — 378  
 Кусарская равнина, моноклиналь — 301,  
 454, 455, 456  
 Кусарты р. — 52  
 Кусарты сел. — 44, 381  
 Кутанси (Кутанс) г. — 29  
 Куцай гора — 308  
 Кучерля балка — 309  
 Куяльницкий бассейн — 241  
 Кхиут гора — 156, 160, 179  
 Кызгич ледя. — 37  
 Кыз-бурун гора — 295  
 Кыз-бурун II сел. — 340  
 Кзыл-ауш хр. — 104  
 Кзылбулакская антиклиналь — 466  
 Кзылкольская гряда, хр. — 46, 401, 406,  
 408, 409  
 Кзыл-яр гора — 156  
 Кзыл-яр перев. — 214  
 Кыр-кол р. — 85  
 Кынгыр-чат-башы хр. — 501  
 Кыртык перев. — 407  
 Кыртык р. — 45, 398, 401, 425, 490  
 Кышкыт р. — 104  
 Кюен-бау р. — 400, 408  
 Кюен-кая гора — 433, 434  
 Кюль-тюбе р. см. Куль-тюбе  
 Кючме-су р. — 151, 434  
 Кяфар (Кызыльчук) р. — 59, 62, 68, 71, 74,  
 78, 81, 84, 85, 94, 95, 104, 388, 390, 395,  
 401, 402, 403, 404, 405, 407, 408, 409,  
 446  
 Кяфар Малый р. — 402, 403  
 Кяфар оз. — 409  
 Кяфар-Агур р. — 59, 81, 95, 104, 358, 402,  
 410, 506  
 Кяфар-Агурский хр., массив — 95, 375  
 Кяфар-Агурское местор. — 95  
 Кяфар-Зеленчукский массив — 405
- Л
- Лаба Большая р. — 21, 28, 31, 41, 47, 48,  
 49, 50, 51, 52, 54, 55, 56, 57, 58, 62, 63,  
 64, 71, 72, 73, 74, 78, 79, 91, 92, 93, 94,  
 96, 100, 101, 102, 103, 105, 107, 110,  
 113, 116, 117, 121, 132, 149, 154,  
 168, 171, 197, 198, 204, 225, 263, 264,  
 265, 280, 287, 333, 339, 357, 361, 370,  
 373, 374, 375, 382, 385, 388, 389, 390,  
 391, 393, 396, 397, 398, 399, 403, 407,  
 408, 410, 416, 426, 427, 442, 445, 456,  
 472, 473, 474, 492, 494, 499, 505, 506,  
 508, 509, 510, 511, 512, 515, 517, 520  
 Лаба Малая р. — 20, 21, 31, 33, 49, 54,  
 57, 64, 65, 73, 78, 79, 84, 86, 87, 88,  
 91, 92, 93, 94, 96, 97, 101, 103, 107, 109,  
 117, 118, 119, 121, 123, 125, 126,  
 127, 155, 167, 168, 225, 333, 358, 361,  
 386, 389, 390, 391, 395, 396, 397, 403,  
 408, 410, 412, 426, 472, 473, 474, 492,  
 506, 509, 510
- Лабардан-су рч. — 45  
 Лабинский р-н — 96, 235  
 Лабода массив, гора — 380, 434  
 Лавашы сел. — 174, 175, 177  
 Лагич сел. — 362  
 Лакарги гора — 424  
 Ларс сел. — 28  
 Лаура р. — 87, 88  
 Лахран см. Уллу-Лахран  
 Лаштрак р. — 48, 374  
 Левокумский р-н — 299  
 Лес хр. — 133, 147, 159, 174  
 Лескен р. — 334, 496  
 Летницкое село — 324  
 Лианхва Большая р. — 29  
 Ливонское село — 489  
 Литвинов мыс — 354  
 Лорисская антиклиналь — 484  
 Лысяя гора (бассейн р. Кубань) — 411  
 Лысяя гора (Пятигорский р-н) — 28, 225,  
 488  
 Лысогорская станция — 284, 310
- М
- Маджалис сел. — 132, 158, 174, 212, 214,  
 250, 251, 449  
 Мады-хох см. Мат-лам, Столовая гора  
 Маги р. — 136  
 Магиш хр. гора — 359, 390, 412, 509  
 Майкоп г. — 29, 35, 198, 299, 306, 307,  
 489  
 Майкопский бассейн — 235, 521  
 Майкопский р-н — 190, 199, 200, 296, 299,  
 306  
 Майрам-адаг рч. — 220  
 Макера р. — 375  
 Микешмокумское село — 310, 347, 348

- Малка р. — 31, 41, 43, 46, 48, 49, 52, 53, 55, 57, 58, 60, 68, 74, 76, 77, 78, 79, 83, 84, 88, 89, 98, 105, 106, 131, 152, 166, 167, 223, 260, 295, 334, 339, 340, 341, 359, 382, 388, 389, 391, 392, 393, 394, 396, 398, 399, 400, 401, 406, 409, 431, 446, 495, 496, 499, 500, 505, 506, 512, 513, 520  
 Малка сел. (быв. Ашабово) — 339  
 Малкинская интрузия, массив — 392, 398, 405, 408  
 Малокабардинский хр. — 300, 315  
 Мальян-дурку ледн. — 429  
 Мамайка р. — 271  
 Мамед-кала ст. — 276  
 Мамисонский перев. — 29, 407, 478  
 Мамрюк р. — 121  
 Мамхурц р. — 48, 375  
 Манас (Манас-озень) р. — 273, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 462, 463, 500  
 Мангышлак полуостр. — 116, 125, 306, 442, 520  
 Мангышлакский бассейн — 509, 510  
 Маныч р. — 316, 317, 331, 342, 347, 348, 350, 351, 353, 489, 496, 525, 526  
 Манычи (Восточный и Западный) долина рек — 18, 27, 37, 312, 328, 441, 453  
 Маныч Восточный р. — 5, 27, 30, 330, 337, 351  
 Маныч Западный р. — 5, 30, 306, 330, 331, 495  
 Маныч (Гудило) оз. — 27, 288, 298, 316  
 Манычская низина, впадина — 27, 31, 329, 330, 491, 497  
 Манычский водораздел — 30, 31  
 Манычский пролив — 306, 308, 317, 347, 348, 351, 490  
 Манычский р-н — 19  
 Мара р. — 153  
 Марага сел. — 304  
 Марка Малая р. — 410  
 Маркопидж р. — 117, 389, 396, 405, 407, 473  
 Маркотх хр. — 35  
 Мартан р. — 31, 469  
 Марух р. — 36, 58, 59, 78, 79, 80, 81, 83, 84, 85, 91, 94, 95, 97, 98, 101, 103, 104, 333, 358, 382, 388, 411, 446, 492  
 Марух перев. — 416  
 Марьяны Колодцы с. — 310  
 Мастакан хр. — 410  
 Мат-лам (Мады-хох, Столовая) гора — 29, 471  
 Махачкала (Петровск) г. — 19, 21, 275, 276, 277, 278, 279, 291, 345, 346, 347, 348, 353, 454, 457, 524  
 Махачкалинская антиклиналь, поднятие — 462, 466  
 Махачкалинский р-н — 273  
 Махачкалинское местор. — 276  
 Мацеста курорт — 171  
 Мацеста, рч. — 30, 203, 219, 230, 362, 518  
 Мацестинский р-н — 204, 230, 520  
 Мачильды-су рч., р. — 476, 477  
 Маштак-кулак балка — 309  
 Машук гора — 28, 225  
 Медвежинский р-н — 37  
 Медвежье село — 324  
 Мектеб сел. — 347, 348, 349  
 Мереджой-берем, сел. — 469  
 Меркулайка р. — 393  
 Мертвая балка, ур. — 473  
 Мешок р. — 124  
 Мзымта р. — 9, 28, 30, 33, 87, 169, 203, 204, 216, 229, 230, 272, 333, 361, 426, 427, 456, 474, 499, 513, 515, 518  
 Мнятлы сел. — 205  
 Мидаг-рабын ледн. — 37  
 Мидаг-рабын р. — 36  
 Мижирги ледн. — 37, 44, 407  
 Мижирги ущелье, р. — 419  
 Минераловодский р-н — 223, 225, 231, 235, 236, 261, 262, 284, 425, 426, 448, 520, 525  
 Минераловодское воздыманье — 8  
 Минеральные Воды ст., г. — 340, 363, 391, 449, 453, 454, 488, 497  
 Михайловка село — 334  
 Михайловский перев. — 202  
 Моздок г. — 343, 495  
 Моздокская степь — 490  
 Молгабек гора — 486  
 Молгабекская антиклиналь — 486  
 Молгабекский р-н — 281  
 Морх-сыргы хр. — 104  
 Москва хут. — 348  
 Мукулан балка, р. — 400, 424  
 Мульхра р. — 440  
 Муров-даг гора — 460  
 Мусса-Аджи сел. — 347, 348  
 Мусух-су рч., р. — 375  
 Муху р. — 407  
 Муцидакальское поднятие (антиклиналь) — 465, 469  
 Мушт р. — 359, 388, 391, 392  
 Мыстыням гора — 381  
 Мэотический бассейн, море — 240, 298

## Н

- Навагинская станция — 169,  
 Назалы, р. — 334  
 Назран сел. — 194, 300, 337, 498  
 Назранское поднятие — 470  
 Накра р. — 440  
 Нальчик г. — 20, 35, 112, 163, 181, 182, 185, 197, 222, 223, 260, 317, 342, 362, 430, 450, 476, 517, 520, 521  
 Нальчик р. — 31, 221, 292, 297, 315, 430, 433  
 Нальчикская равнина — 496  
 Нальчикский вулканический центр — 30, 317, 525  
 Нальчикский р-н — 161, 162, 168, 172, 185, 189, 197, 198, 219, 231  
 Нараттюбинский хр. — 274  
 Нарат-эшик ур. — 79, 80, 388  
 Невьянка р. — 292  
 Невинномысская станция — 489, 497  
 Невинномыско-Ахтарская антиклиналь, зона — 480, 484  
 Недреманная гора — 27, 489, 490  
 Нелх р. — 471

- Неискра р. — 440  
 Нефтегорский р-н — 286  
 Нефтяная (Северная) гора — 322  
 Нефтяно-Ширванский р-н, область — 234, 235, 266, 268, 269, 270, 287, 521  
 Нижне-Баканская станция — 292, 293  
 Нижнесарматский бассейн — 240  
 Нижнегербердинское сел. — 89, 105, 333, 402, 404, 408  
 Никитина балка — 79, 93, 103, 107, 108, 117, 118, 395  
 Нистуко хр. — 499  
 Новая Земля — 74  
 Новоблагодарное село — 488, 489  
 Новогеоргиевский хут. — 340  
 Новогрозненская (Алдынская) брахиантиклинальная складка — 486  
 Новогрозненский р-н (нефтеносный) — 19, 300  
 Новокрестьянский хут. — 283  
 Новокрестьянский р-н — 281  
 Новороссийск г. — 9, 15, 34, 35, 202, 216, 227, 228, 229, 354, 453, 455  
 Новороссийская бухта — 34, 499  
 Новороссийская зона — 456  
 Новороссийский р-н — 202, 229, 281, 518  
 Новороссия — 517  
 Новосободная станция — 522  
 Новоселицкий р-н — 294  
 Новоселицкое село — 293, 294, 310  
 Новотроицкая станция — 296  
 Новоэвксинский бассейн — 330  
 Новханы сел. — 353  
 Ножай-юрт сел. — 469  
 Нотанеби сел. — 356  
 Нузал сел. — 47, 378  
 Нузальский сброс — 478  
 Нуха г. — 456  
 Ныхит-баша гора — 388, 475  
 Ньююг рч. — 210, 211
- ... ( )
- Овечья гора — 487  
 Озек-Суат сел. — 348  
 Ольгинское село — 265, 489  
 Ольховка р. — 191  
 Олю ледн. — 39  
 Орлиная гора — 487  
 Орта-Гидам р. — 98  
 Осетинская (Владикавказская) равнина — 29, 31, 33, 329, 337, 338, 493, 494, 496.  
 Осетия см. Северо-Осетинская АССР  
 Осетия Горная — 57, 477, 478  
 Осетия Северная — 46, 150, 172, 181, 182, 219, 220, 234, 357, 362, 371, 373, 375, 380, 387, 410  
 Осетия Тагаурская — 160, 181  
 Оштен, гора, массив — 9, 36, 168, 169, 453
- П
- Падина Сухая — 315  
 Палео-Дон р. — 327  
 Палео-Кавказ — 442, 443  
 Палео-Кубань р. — 326, 327  
 Панонская область — 240  
 Панонский бассейн — 524  
 Пашети сел. — 435  
 Папайская антиклиналь — 482  
 Параул сел. — 246, 249  
 Парижский бассейн (морской) — 517  
 Пастухова гора — 85  
 Пастуховская балка — 95  
 Певнев хут. — 326  
 Пекла мыс — 326, 354  
 Пенджа сел. — 302  
 Перевальная железная дорога — 130  
 Передовой (Боковой) хр. см. Боковой хр.  
 Передовой (Дигорский) хр. См. Дигорский хр.  
 Передовой (Западный) хр. — 86, 89, 358, 359, 387, 398, 410, 411, 481, 510  
 Передового хр. зона, подзона — 44, 47, 49, 51, 53, 54, 56, 57, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 65, 67, 72, 73, 74, 78, 82, 83, 84, 88, 90, 91, 92, 96, 97, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 106, 107, 108, 109, 113, 117, 118, 121, 123, 124, 125, 126, 127, 128, 359, 381, 389, 398, 399, 400, 401, 402, 404, 405, 407, 408, 409, 411, 412, 447, 472, 473, 506, 507, 508, 509, 510  
 Передовые (третичные, восточные) хр. — 8, 19, 24, 292, 295, 297, 300, 315, 318, 468, 484, 485, 488, 496, 498, 521, 526  
 Персидский залив — 310  
 Песчаноокочская станция — 324  
 Петровское село — 295, 308  
 Петровский маяк — 35  
 Пикетная гора — 497  
 Пластуновская антиклиналь — 484  
 Плиево сел. — 470  
 Поволжье — 317  
 Поволжье Нижнее — 353  
 Подкумок р. — 27, 31, 166, 225, 261, 263, 264, 315, 339, 340, 341, 391, 414, 497  
 Полба р. — 266  
 Поливадина гора — 326  
 Понта зона, система — 456, 457  
 Понтический бассейн, Понт море — 308, 323, 441  
 Понто-Каспийский бассейн — 18, 240, 523  
 Понто-Тавро-Иранская система — 457  
 Попутная станция — 489  
 Послеузунарский бассейн — 330  
 Преградно-Развильно-Ейская антиклиналь, зона — 480, 484  
 Предальпийская область — 516  
 Предкавказская антиклиналь — 312  
 Предкавказская равнина, депрессия — 18, 21, 27, 30, 31, 33, 35, 41, 50, 59, 329, 339, 340, 342, 343, 391, 394, 483, 491, 497  
 Предкавказская суша — 517  
 Предкавказское поднятие — 59, 329, 497, 506, 509  
 Предкавказье комплекс. степи — 6, 16, 23, 59, 114, 288, 289, 291, 292, 298, 307, 308, 310, 317, 480, 503, 504, 521, 524  
 Предкавказье Восточное — 35, 237, 238, 241, 280, 282, 283, 287, 292, 295, 298, 300, 306, 307, 308, 315, 316, 343, 346, 484, 490

- Предкавказье Западное — 231, 234, 236, 237, 238, 240, 241, 280, 286, 287, 288, 292, 293, 296, 298, 299, 306, 307, 308, 321, 322, 324, 326, 327
- Предкавказье Северное — 8, 307, 329
- Предкавказье Центральное — 231, 236, 238, 280, 283, 284, 286, 287, 289, 292, 293, 294, 296, 298, 299, 306
- Пресное Малое оз. — 342
- Приазовско-Кубанская равнина — 337, 339
- Приазовье, Приазовская равнина — 32, 34
- Приволжская область — 312
- Приказбекская вулканическая область — 434
- Прикаспий, Прикаспийская (Кумско-Терская) низменность, низина, равнина — 34, 255, 273, 276, 297, 329, 344, 345, 347, 352, 353, 496
- Прикаспийская область, район, зона — 312, 320
- Прикисловодский р-н — 161, 166
- Прикубанское поднятие — 484
- Прикубанская равнина, низменность — 341, 480, 483, 484, 485
- Прикубанский, Прикубанье р-н — 115, 341
- Прикумск г. — 453
- Прикумье, Прикумский р-н — 18, 37
- Приманьчская равнина — 337
- Приманьчский р-н, зона, полоса — 320, 342
- Присамурский р-н — 147
- Присулакский р-н — 147, 205, 206, 207, 209, 210, 211, 213, 214, 258, 259, 260, 279
- Приуралье Восточное — 511
- Приэльбрусский р-н — 20, 438
- Промежуточная зона (зона Бамбака и Пшекиша) — 53, 54, 57, 64, 65, 72, 73, 74, 91, 92, 100, 101, 102, 104, 107, 109, 110, 117, 118, 121, 123, 124, 125, 126, 127, 128, 358, 361, 390, 398, 407, 410, 453, 456, 508, 509, 510
- Пронина гора — 301
- Прохладная станица — 35
- Псеашхо хр., гора — 60, 69, 87, 88, 427, 474
- Псебепс гора — 292, 296
- Псебепская антиклиналь — 481
- Псезуапсе р. — 34, 170, 483
- Псекенч р. — 79
- Псекупс р. — 169, 190, 201, 202, 227, 267
- Псекупский р-н — 287
- Псефир р. — 264
- Псоу р. — 5, 9, 28, 30, 203, 272
- Псыж сел. — 265
- Пуйский надвиг — 472
- Пурт водопад — 341, 343
- Пхзада гора — 499
- Пхия р. — 104
- Пщцера Малая гора — 62, 93, 94
- Пшда р. — 30, 202
- Пшекиш хр., гора — 53, 63, 100, 101, 102, 109, 117, 124, 416, 473, 474
- Пшекишская антиклиналь — 73, 124
- Пшеха р. — 41, 54, 57, 110, 132, 155, 168, 169, 199, 265, 269, 286, 306, 364, 386
- Пшиш гора — 28, 169, 200, 201, 227
- Пшиш р. — 266, 267, 306, 456, 516.
- Пятигорск г. — 50, 337, 342, 363, 423, 425, 488, 493
- Пятигорский (Пятигорье) край — 16, 27, 50, 341, 497

## Р

- Рагули село — 295, 296, 348
- Развалка гора — 28, 497
- Развальный камень, гора — 124
- Развильная ст. — 484
- Раскол-скала гора — 65, 102, 109
- Рассыпная балка — 93, 94, 103
- Рион р. — 379, 455, 456
- Рионо-Куринский комплекс — 453, 456, 457
- Рис-ор р. — 137
- Рокский перев. — 29
- Ростов (на Дону) г. — 27
- Ростовская обл. — 27
- Рошкоа р. — 103
- Рошня р. — 217
- Рошня Восточная — 217, 218
- Рубас-чай р. — 29, 32, 143, 144, 205, 206, 208, 210, 211, 212, 214, 217, 244, 245, 247, 251, 253, 254, 255, 273, 275, 301, 302, 304, 344, 345, 352, 353, 518, 520, 521
- Рукель аул, сел. — 304
- Русская платформа, плита — 65, 72, 82, 125, 128, 244, 442, 491, 509
- Русская провинция — 516
- Рутул сел. — 139, 141
- Рутульский р-н — 139
- Рыбное (Сенгилеевское) оз. — 342

## С

- Сабляное (Сабля) село — 285, 310, 489
- Сабля р. — 294
- Сабунское местор. — 134
- Садзели вулкан — 435
- Садковский лиман — 331
- Садон р. — 378, 491
- Садонская рудная жила — 378
- Садонский массив — 378, 379
- Садонский р-н — 151
- Садонско-Унальская антиклиналь — 478
- Сакашили р. — 373, 406
- Сакохе вулкан — 435
- Сал р. — 327
- Салаватский перев. — 460
- Сала-су I р. — 256, 276
- Сала-тау хр. — 129, 205, 207, 209, 211, 213, 214, 469, 519
- Сало-Ергенинский массив, хр. — 328
- Сальск г. — 484
- Самашка сел. — 485, 486
- Самур р. — 5, 20, 21, 22, 29, 32, 132, 133, 134, 135, 136, 138, 139, 140, 141, 142, 143, 144, 171, 301, 302, 303, 305, 332, 417, 422, 455, 458, 460, 461, 462, 500, 514, 515, 517, 520, 521
- Самурская гора — 226, 227
- Сангути-дон р. — 360, 362, 380, 410
- Сангути ледя. — 37, 363, 418, 419, 420, 421
- Сангути-хох гора — 371

- Санияба Новое сел. — 334  
 Санчаро перев. — 416  
 Санчаро р. — 47, 48, 51, 52, 373, 374, 375  
 Санчаро-Кардывачский комплекс — 361  
 Санчаро-Клухорское поднятие — 456  
 Сарди-дон р. — 410  
 Сарматский бассейн, море — 289, 298  
 Саугам-су рч., р. — 476, 477  
 Саурдан р., рч. — 476  
 Сахрай гора — 510  
 Сахрай р. — 118, 120, 121, 122, 126, 359, 391, 393, 472  
 Сахрай сел. — 117, 121, 473  
 Сванетия (Грузинская ССР) — 54, 86, 361  
 Сванетия Верхняя (Грузинская ССР) — 437  
 Свиная балка — 307  
 Севастополь г. — 308  
 Северная балка — 93, 107  
 Северодагестанская область — 234  
 Северокавказская геосинклиналь, депрессия — 8, 113, 205, 514, 515, 516, 517, 518, 519, 520, 521, 522  
 Северокавказская моноклираль — 453, 454, 455, 456  
 Северокавказская низменность — 344, 347, 351, 353  
 Северокавказская платформа — 453, 454, 457  
 Северокавказский край (быв. адм. единица) — 5, 22, 27, 28, 30, 54, 55, 111  
 Северокавказский морской бассейн — 171, 509, 517, 519, 522  
 Североосетинская АССР (Осетия), Северная Осетия — 5, 22, 46, 55, 181, 182, 189, 190, 220, 234, 235, 360, 379, 415, 417, 426, 434, 448, 455, 479, 493  
 Североосетинская вулканическая область — 414, 415  
 Сейва гора — 27  
 Сейна гора — 497  
 Семигорская антиклиналь — 482  
 Семиродниковая балка — 80  
 Семь Колодцев село — 490  
 Сенгилеевское село — 490  
 Сенты сел. — 333  
 Сергиевская антиклиналь — 484  
 Сергиевское (Сергиевка) сел. — 293, 488  
 Серго-кала сел. — 209, 250  
 Сергокалиньское поднятие (антиклинальное) — 463  
 Серноводск курорт — 485  
 Сибирь — 74  
 Сиваш лагуна — 517  
 Силур-кол балка — 75  
 Сицилия остр. — 516  
 Сказ ледн. — 380  
 Скалистая гора — 487  
 Скалистый (Известняковый, Передовой) хр. — 28, 29, 112, 148, 156, 333, 341, 342, 391, 471, 476, 494  
 Скирда хр. — 473  
 Славянская станция — 484, 495  
 Славянское поднятие — 484  
 Слепцовская станция — 485  
 Слесарня гора — 472, 473  
 Смоленский р-н — 299  
 Советская станция — 320  
 Созно (Сицилия) г. — 111  
 Соленое оз. — 342  
 Соленое Большое оз. — 342  
 Солдатско-Александровская станция — 320  
 Соляной кряж (Индия) — 111  
 Сомхетия р-н. Груз. ССР — 442  
 Сомхитский массив — 41  
 Сотниковское село — 307, 310, 312, 489  
 Софийский грабен — 410  
 Сочи г. — 9, 34, 35, 114, 203, 204, 216, 229, 270, 271, 330, 355, 356, 362, 413, 444, 445, 475, 518  
 Сочи (Сочинка) р. — 30, 170, 229, 230, 427  
 Сочинский р-н — 270, 271, 272, 273, 427  
 Сочинско-Мацестинский р-н — 22  
 Сочи-Туапсинская вулканическая область — 360, 413, 416  
 Союз ССР — 491  
 С-Петербург (Ленинград) — 17  
 Спицевский р-н — 294  
 Средиземное море — 18, 355, 356, 517  
 Средиземноморская (Средиземноморье) область — 126, 127, 509  
 Среднерусское море — 519  
 Среднерусская провинция — 517  
 Ставрополь г. — 31, 35, 238, 285, 292, 489, 497  
 Ставропольская антиклиналь — 453, 454  
 Ставропольская (Ставрополье) возвышенность, поднятие, плато — 6, 8, 12, 18, 22, 27, 31, 32, 33, 34, 37, 114, 204, 236, 237, 239, 240, 289, 292, 293, 294, 296, 297, 307, 308, 309, 315, 317, 322, 329, 330, 341, 342, 441, 488, 489, 490, 495, 497, 512, 521  
 Ставропольская глыба — 441, 490  
 Ставропольский край — 306, 309  
 Ставропольский пролив — 298, 299  
 Ставропольский р-н — 327, 342  
 Ставропольское плато — 285, 286, 292, 294, 295, 307, 312  
 Старогрозненская антиклиналь — 486  
 Старогрозненский р-н — 281, 485, 487  
 Старое Жилище ур. — 96, 104, 333  
 Старомарьевский р-н — 294  
 Стеблицкий хут. — 488, 489  
 Стерлитамак г. — 310  
 Сторожевая антиклиналь — 482  
 Стряжамент гора — 27, 31, 489, 490, 497  
 Стыр-Дигор, район, Северо-Осетинская АССР — 407  
 Суар-ком ледн. — 418  
 Суарык (Ак-кля) гора — 86  
 Су-арык р. — 86  
 Суан (Суган-су) р. — 44, 261, 373, 374, 375, 382, 407, 410, 419  
 Суакан-баши гора — 28  
 Сулак р. — 8, 21, 31, 140, 160, 177, 178, 179, 181, 205, 207, 211, 212, 216, 244, 245, 246, 247, 248, 249, 257, 258, 259, 273, 274, 276, 277, 278, 279, 280, 298, 300, 301, 302, 304, 306, 315, 318, 338, 339, 347, 444, 453, 454, 461, 465, 467, 469, 496, 500, 501, 515  
 Сулакский выступ — 463  
 Сулакский р-н — 242, 247, 248, 249, 274, 315

Суматра остр. — 127  
 Сумбатул сел. — 129  
 Сунжа р. — 29, 31, 256, 295, 297, 315, 454, 455, 470, 498  
 Сунженский антиклинорий — 281  
 Суйженская равнина, депрессия — 29, 31, 216, 317, 329, 337, 338, 339, 444, 468, 469, 470, 496  
 Сунженский хр., цепь гряда — 29, 292, 293, 295, 297, 301, 315, 318, 444, 454, 468, 470, 485, 486, 488, 493, 498  
 Сурам г. — 456  
 Сурфун-ял. Сурфунъяльский хр. — 141, 142, 143, 460, 461  
 Сурх гора — 433  
 Сухая падина, балка — 496  
 Сухуми г. — 330, 354, 355  
 Сухумско-Рионская впадина — 523  
 Сылтран-су р. — 430  
 Сюерше гора — 28, 383, 391, 394

## Т

Тавро-Иранская дуга — 456, 457  
 Талги сел. — 249  
 Талгинская складка (антиклинальная), купол, см. еще Кукурттауская складка — 249, 463, 464, 465, 467  
 Талгинский р-н — 244, 246, 247, 248, 249, 250, 464, 466  
 Таллы-кол р. — 409  
 Талы-чхат ледн. — 37  
 Талыш горная область — 456  
 Тамань г. — 9, 35  
 Таманская зона — 454  
 Таманская станция — 327  
 Таманский залив — 326  
 Таманский (Тамань) полуостров — 15, 19, 22, 237, 240, 241, 270, 280, 286, 287, 288, 291, 296, 298, 306, 307, 308, 312, 322, 324, 325, 326, 327, 348, 353, 454, 495, 498  
 Таманский р-н — 307  
 Тамбукан оз. — 32, 342  
 Тана ледн. — 37, 418  
 Тарку-тау гора — 465  
 Тарская котловина — 470  
 Тархан мыс — 273  
 Таш-кала сел. — 307  
 Ташла р. — 306, 309, 324  
 Ташлы-кол балка — 402  
 Ташлы-сырт хр. — 89, 501  
 Тбау-хох гора — 29, 471, 478  
 Тбилиси (Тифлис) г. — 16, 29, 456, 457  
 Тверская станция — 484  
 Теберда курорт — 33  
 Теберда р. — 5, 17, 29, 30, 31, 33, 36, 37, 48, 49, 54, 56, 59, 61, 62, 72, 78, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 88, 89, 91, 97, 98, 100, 101, 104, 105, 106, 333, 334, 342, 358, 359, 373, 375, 382, 400, 402, 404, 406, 407, 408, 409, 411, 414, 426, 428, 493  
 Теберда Верхняя р. — 494  
 Теберда-эпчик перев. — 30  
 Тебердинский массив — 405, 410  
 Тегень р. — 225, 499  
 Темижбекская станция — 342, 428, 489  
 Темиргоевская балка — 465  
 Темрюк г. — 35, 327, 484  
 Теновой Лахран см. Чегет Лахран  
 Тепли гора, массив — 28, 362, 417, 418, 420, 421, 492  
 Тепселинская синклиналь — 464  
 Терек р., дол. — 5, 8, 28, 29, 30, 31, 32, 36, 37, 41, 129, 132, 148, 160, 220, 236, 260, 281, 316, 318, 329, 330, 333, 334, 337, 338, 343, 347, 350, 377, 378, 415, 435, 441, 442, 443, 455, 470, 471, 472, 478, 479, 490, 494, 495, 496, 498, 499, 500, 501, 513, 514, 516, 525  
 Терека дельта — 33  
 Терека (Терская) депрессия, равнина — 6, 8, 441, 453, 454, 491, 497, 522, 524, 525  
 Терекли сел. — 347, 348, 349  
 Терновая балка — 309  
 Терновка р. — 309, 324  
 Терновка с. — 294, 322  
 Терновочка балка — 309  
 Термит сел. — 319  
 Терская антиклиналь — 487, 498  
 Терская нефтеносная область — 231, 236, 238, 239, 280, 281, 282, 283, 289, 297  
 Терская цепь, хр. гряда — 29, 292, 293, 297, 301, 318, 337, 444, 449, 454, 486, 488, 490, 493, 498  
 Терские плавни — 496  
 Терский антиклинорий — 281  
 Терский бассейн (море) — 289  
 Терский залив — 310, 312, 316  
 Тевское поле (третичных отложений) — 300  
 Терско-Кумская равнина — 347, 348, 349, 351, 352, 444  
 Терско-Сунженская депрессия — 485  
 Терско-Сунженская зона — 454  
 Терско-Сунженско-Дагестанская зона — 454  
 Тетис область, море — 65, 117, 123, 125, 126, 127, 128, 204, 240, 298, 442, 509, 510, 513  
 Тибет — 111  
 Тибский надвиг — 479  
 Тимор остр. — 111, 125  
 Тироль — 263  
 Тир-хох-эли балка — 256  
 Тифлис см. Тбилиси г.  
 Тихооцкая ст. — 35, 324, 484  
 Тлейсерух р. — 136, 137, 461  
 Тлярота сел. — 138  
 Тляротинский разлом — 459, 460, 461  
 Толстобугорское местор. — 94  
 Токарева гора — 498  
 Томузловка р. — 294, 316  
 Топленка балка — 307  
 Торговая ст. — 324  
 Трухменская степь — 37  
 Трю р. — 407  
 Туапсе г. — 9, 29, 34, 35, 170, 203, 219, 229, 354, 355, 356, 360, 413, 420, 448, 513  
 Туапсе р. — 30, 202, 515  
 Туапсинский р-н — 229, 362, 483  
 Тузлук гора — 429  
 Тукиркиль гора — 135, 136  
 Тульская антиклиналь — 484

- Тульская станция — 292  
 Туманлы-кель оз. — 33  
 Туха р. — 227  
 Тухи-чай п. — 135  
 Тушепс р. — 200, 227  
 Туяла рч., р. — 357, 374, 375, 407  
 Тхаб р. — 202, 203  
 Тхаминская антиклинальная складка — 481  
 Тхач р. — 118, 119, 126, 473  
 Тхача (Тхачский) горн. массив — 117, 396, 403, 405  
 Тхач Большой гора — 118, 119, 120, 121, 124, 126, 397, 405  
 Тхач Малый гора — 118, 119, 120, 472  
 Тызыл р. — 391, 392, 430, 433  
 Тырны-ауз местор. (Тырныаузский рудосносный участок) — 86, 87, 89, 424  
 Тырны-ауз (Тырныаузский) хр. — 86, 87, 99, 359, 362, 363, 364, 382, 389, 400, 408, 409, 424, 425, 453, 512  
 Турныаузская зона — 42  
 Тырныаузский комплекс (интрузий) — 361, 424  
 Тютюн-су рч. — 44, 407, 477  
 Тюолой р. — 471  
 Тютюргу ледн. — 44
- У
- Убин р. — 202  
 Убинские мин. источники — 169  
 Узунларский бассейн — 330  
 Удельная степь — 490  
 Уйташ местор. — 463  
 Уйташская антиклиналь — 463  
 Украинская кристаллическая полоса — 441  
 Укю ущелье — 419  
 Уличур сел. — 140  
 Уллу-ауз р., ущелье — 375, 407, 419  
 Уллу-ауз ледн. — 37  
 Уллубево сел. — 273, 275, 278  
 Уллу-кам р. — 31, 33, 342, 377, 402  
 Уллу-Кюген-кая гора — 434  
 Уллу-Лахран р. — 58, 75, 76, 77, 398, 399  
 Уллу-Муруджу р. — 375, 407, 493  
 Уллу-Муруджу местор. — 48, 385  
 Уллу-озень ледн. — 37  
 Уллу-Тырны-ауз хр. — 400  
 Уллу-чай р. — 32, 134, 139, 140, 141, 142, 143, 205, 206, 208, 210, 212, 214, 245, 247, 250, 251, 252, 253, 273, 275, 276, 444, 467  
 Уллу-чиран (Безингневский) ледн. — 37, 44  
 Уллу-чиран (Эльбрусский) ледн. — 429  
 Уллу-чиран ущелье — 419  
 Уллу-Усенгя (Уллу-Юсенгя) ледн. — 425  
 Умышь р. — 104, 474  
 Унал сел. — 334  
 Унал-дон рч. 46, 378, 492  
 Унальский массив — 378  
 Ураковский аул — 489  
 Урал — 59, 82, 83, 86, 87, 111, 506  
 Урду-Баксан(ский) водораздел — 433  
 Урс-дон (Белая) р. — 492  
 Урсдонский навиг — 472  
 Уруп р. — 31, 54, 63, 64, 72, 73, 78, 79, 91, 94, 101, 102, 103, 132, 149, 153, 168, 197, 225, 265, 292, 337, 338, 339, 358, 403, 408, 410, 416, 488, 489, 494, 500, 508  
 Уруп Малый р. — 94, 102  
 Урух (Ираф) р. — 31, 37, 41, 46, 131, 149, 150, 163, 221, 260, 261, 280, 231, 297, 315, 318, 334, 338, 341, 342, 360, 379, 410, 418, 439, 455, 485, 491, 496, 512, 521  
 Уруштен р. — 73, 86, 87, 88, 92, 104, 107, 108, 118, 333, 358, 386, 389, 396, 407, 426, 473, 474  
 Усух-чай р. — 460  
 Утемик сел. — 463  
 Утемишь сел. — 305  
 Учкулан р. — 31  
 Учкулан сел. — 475  
 Ушкортская антиклиналь — 470
- Ф
- Фалфанский (Фалфан) хр. — 133, 138, 139, 141, 460, 461  
 Фанар гора — 201  
 Фарс р. — 264, 265  
 Фаснал сел. — 434  
 Фегхус гора — 470  
 Фетхусская антиклиналь — 471  
 Фиаг-дон р. — 29, 31, 41, 46, 54, 150, 181, 220, 221, 333, 341, 364, 378, 407, 415, 443, 445, 471, 478, 491, 494, 512  
 Фиагдонская антиклиналь — 478  
 Фиторта р. — 434  
 Фишт гора, массив — 9, 29, 30, 31, 36, 41, 50, 156, 168, 169, 453, 515  
 Фишт-Ошген массив, горы — 333, 499, 501  
 Фортанга р. — 31, 218, 257, 468, 470  
 Франция Юго-Восточная — 517  
 Фытнаргы гора — 476  
 Фытнаргы ледн. — 37
- Х
- Хабаз Верхний сел. — 334, 396, 398, 405  
 Хаджи-бий р. — 493  
 Хадум гора — 205, 209, 213, 247  
 Хадумская антиклиналь, купол — 463, 465, 467, 469  
 Хадумский бассейн — 233  
 Хадумское море — 248  
 Хадумское ущелье — 178, 207, 211, 212, 453  
 Хадыжинская станция — 227, 267, 270, 292, 500  
 Хадыжинский р-н — 227, 269, 270, 286, 287, 296, 299, 520  
 Хаки сел. — 305  
 Хал сел. — 136  
 Халаца гора, хр. — 28  
 Хамкетинская станция — 522  
 Хамышки сел. — 102, 109, 393, 399, 474  
 Ханчутка гора — 293  
 Хапчау-баш (Хапчаубашская) синклинали-ная складка — 466  
 Харамн хр. — 352  
 Харес р. — 30, 342, 491, 492  
 Харескин (Харисджин) сел. — 378, 443  
 Харчак р. — 216, 217  
 Хасаут р. — 57, 388, 391, 392, 399, 408, 414  
 Хасаут сел. — 359



Хасаут Греческий сел. — 104  
 Хасаутский массив — 408  
 Хасука балка — 413  
 Хасука перев. — 48, 408  
 Хатар р. — 142  
 Хатипара массив, гора — 375, 407  
 Хацавиная р. — 93  
 Хачмас ст. — 352  
 Хашчи-су р. — 476, 477  
 Хвалынское море — 495  
 Хван-ор р. — 135, 138  
 Хваршинская рч. — 135  
 Хевсуретия — 512  
 Хидерзинде ст. — 19  
 Хиеу р. — 221, 260  
 Хиналугский р-н — 132, 141, 142, 144  
 Хнов сел. — 132, 144, 145  
 Ход р. — 151, 434  
 Ходский перев. — 491  
 Ходжал-махи сел. — 174  
 Ходзь р. — 124, 197, 198, 225, 473, 517  
 Хоир-Толга гряда (возвышенность) — 292  
 Хокодзь р. — 198, 199  
 Холодная р. — 87, 427  
 Холмский р-н — 325  
 Хораль сел. — 302  
 Хорева балка — 307  
 Хорла-кель оз. — 475  
 Хоста р., рч. — 30, 230  
 Хошкара-дере балка — 277  
 Хош-Мензил местор. — 247, 250, 251, 255  
 Хошмензильское поднятие — 462  
 Хубар сел. — 257  
 Худес р. — 31, 51, 89, 98, 99, 105, 400, 402, 404, 406, 408, 411, 413, 475  
 Худесский массив — 405  
 Хуко горн. массив — 110  
 Хулдулау р. — 31, 216, 295, 469, 518  
 Хумаладжи-дон р., см. Камбилеевка  
 Хумара сел. — 153, 334  
 Хумаринское местор. — 475  
 Хунгурту участок, ур. — 425  
 Хунзах сел. — 35, 179  
 Хурай гора — 460  
 Хурзук р. — 31, 426  
 Хурзук сел. — 342, 402, 407  
 Хустил сел. — 253  
 Хутый р. — 493  
 Хызы-су р. (Хазны-дон) — 44, 46, 334, 357, 373, 374, 379, 407, 419

## Ц

Цазну-ком рч. — 41, 46, 378  
 Цаннер перев. — 29  
 Цахвао р. — 33  
 Цахур сел. — 135  
 Цей-дон р. — 379, 380, 410  
 Цей-лам гора — 471  
 Цейский ледн. (Цей) — 37, 420  
 Цейское ущелье — 360, 418, 501  
 Цена сел. — 365  
 Центральнокавказский антиклинорий — 377  
 Церик-кель (Голубое) оз. — 33  
 Цей р. — 47  
 Циклаури сел. — 337  
 Цице р. — 333

Цице сел. — 267  
 Цмур-чай р. — 147, 205, 208, 210, 211, 212, 518  
 Цорей-лам гора — 29, 471  
 Цудахар сел. — 174, 207, 209, 210, 211, 212, 213, 217, 518  
 Цхенис-цхали р. — 419

## Ч

Чадон-Хамур сел. — 307  
 Чайнашки рч., р. — 375, 434, 477  
 Чакаур гора — 278  
 Чангалакский купол (антиклиналь) — 463  
 Чанты-Аргун р. 134, 141, 143, 147, 468, 469, 471  
 Чаохи гора — 407, 435  
 Чапал гора — 94  
 Чат р. — 430  
 Чатты-баши гора — 163, 429  
 Чачха сел. — 301, 302  
 Чач ледн. — 417  
 Чач р., рч. — 378  
 Чвижипсе р. — 230  
 Чегем р. — 31, 43, 44, 45, 46, 48, 50, 51, 53, 63, 91, 99, 100, 106, 149, 151, 153, 162, 221, 223, 334, 338, 341, 342, 363, 370, 373, 381, 382, 408, 417, 424, 428, 430, 433, 434, 437, 439, 442, 443, 499, 508, 512  
 Чегем Верхний сел. — 370, 514  
 Чегемо-Баксанский водораздел — 424, 430  
 Чегемо-Шалушинский водораздел — 430  
 Чегемский вулканический центр, комплекс, область, район — 30, 317, 433, 434, 450, 501, 525  
 Чегет-джора гора — 381  
 Чегет-кол рч. — 75  
 Чегет-Лахран (Теневоу) р. — 58, 74, 75, 76, 77  
 Чегет Нижний сел. — 477  
 Челбас р. — 340  
 Челепсы хр. — 73, 101, 473, 474  
 Чемарт-кол р. — 429  
 Черек р. — 21, 30, 31, 33, 37, 41, 44, 50, 166, 190, 220, 221, 334, 337, 338, 374, 375, 379, 382, 434, 439, 443, 476, 477  
 Черек Балкарский см. Черек  
 Черек Безингиевский р. — 37, 44, 45, 151, 162, 334, 381, 414, 417, 422, 434, 512  
 Черек-тхахау см. Черек Безингиевский  
 Черкей сел. — 205  
 Черкейское ущелье — 205  
 Черкесск г. — 243, 338, 339, 340, 479  
 Черкесская АО — 5, 225  
 Черное море — 9, 28, 30, 33, 205, 237, 280, 289, 329, 330, 331, 343, 347, 354, 355, 356, 364, 445, 456, 479, 481, 483, 491, 522, 524, 526  
 Черноморская область — 310, 316  
 Черноморско-Абхазская геосинклиналь — 522  
 Черноморье (Черноморское побережье) — 5, 9, 15, 22, 33, 34, 35, 115, 156, 157, 169, 171, 216, 229, 243, 324, 330, 331, 353, 354, 356, 423, 444, 492, 519  
 Черноречье ур. — 20, 65, 72, 93, 107, 108, 109, 118

Черногорская полоса — 281  
 Черные горы — 19, 22, 24, 28, 31, 129, 157, 160, 179, 197, 205, 216, 217, 218, 258, 259, 260, 261, 288, 292, 293, 295, 297, 300, 307, 315, 318, 444, 468, 469, 485, 518, 519, 520  
 Черный Рынок сел. — 317, 347, 348, 349, 490  
 Черюк-кол р. — 33  
 Чехаша участок, ур. — 427  
 Чижгинская антиклиналь (Датыхско-Галашкинская) — 469  
 Чижок-кабак (ныне Нижний Чегем) сел. — 430  
 Чилик р. — 63, 64, 81, 85, 94, 100, 101, 102, 103, 358, 402  
 Чилик хр. — 94  
 Чиликская интрузия — 403  
 Чильман балка — 46  
 Чинарово село — 104  
 Чирах-чай р. — 32, 133, 134, 139, 140, 141, 143, 147, 158, 205, 212, 303, 515  
 Чирах сел. — 129  
 Чиркаты сел. — 178  
 Чирми-тау плато — 305  
 Чиф-инзар поляна — 343  
 Чокракский бассейн — 237, 240, 287  
 Чолон-Хамур сел. — 297  
 Чох сел. — 129  
 Чубар-арка антиклинальное поднятие, купол — 463, 464, 465  
 Чугуш гора — 28, 50, 416, 427, 501  
 Чугушская зона — 456  
 Чуммура балка — 98  
 Чуммура гора — 105  
 Чунгур-чат ледн. — 36  
 Чура гора — 30, 427  
 Чучхур (Чучкур) р. — 89, 105, 408, 411  
 Чхалты р. — 17

## Ш

Шабановская антиклиналь — 482  
 Шалбуз-даг гора — 155, 158, 461  
 Шалушка р. — 221  
 Шамап-беклеген балка — 402  
 Шамхалбулакская антиклиналь — 464, 465  
 Шапсухо р. — 202, 203  
 Шарет-Толга гряда, возвышенность — 292  
 Шари перев. — 380  
 Шаро-Аргун р. — 31  
 Шатоевская мульда — 469  
 Шаурту ледн. — 37, 44  
 Шаухна гора — 433  
 Шаухохский разрыв — 478  
 Шах-даг гора — 20, 133, 142, 204, 455, 457, 467  
 Шах-дага зона — 134, 147  
 Шахе (Шахэ) р. — 29, 30, 110, 170  
 Швеция — 74  
 Шейхей-дар гора — 301  
 Шелковская станция — 348  
 Шелудивая гора — 28  
 Шемаха г. — 456  
 Шенджий аул, сел. — 484  
 Шепсинская антиклиналь — 483  
 Шехебекский купол, антиклиналь — 463

Шибоба гора — 393  
 Шибабинский массив — 394  
 Шибш р. — 202  
 Шиджатмаз р. — 399  
 Шивно гора — 28  
 Шира сел. — 129  
 Шиша р. — 73, 92, 121, 473, 474  
 Шишки сел. — 477  
 Школьные хутора — 293  
 Шолох гора — 29, 499  
 Шор-булак сел. — 316  
 Шор-дере балка — 301, 303, 304, 305  
 Стулу ледн. — 37  
 Стулу перев., ур. — 30, 414, 418, 476  
 Шумайская антиклиналь — 481  
 Шуну-даг гора — 156, 159  
 Шура-озень р. — 32, 276, 277, 278, 465  
 Шхельды ледн. — 37, 39

## Э

Эвксинская область — 240, 241, 242, 317  
 Эвксинский бассейн — 327  
 Эгейское море — 356  
 Эдессия сел. — 485  
 Эдильбай балка — 309  
 Эдесская станция — 320  
 Эки-агач-ара ур. — 44  
 Экрах аул, сел. — 304  
 Эльбаты-хох гора — 362  
 Эльборус рудн., местор. — 16, 48, 49, 99, 105, 402, 409, 411, 412, 413, 426, 428, 447  
 Эльбрус гора, вулкан — 15, 16, 20, 21, 30, 31, 33, 36, 37, 78, 82, 362, 363, 380, 382, 388, 408, 414, 428, 429, 430, 431, 450, 455, 456, 491, 501, 502, 506, 526  
 Эльбрус сел. — 83  
 Эльбурган Северный гора — 499  
 Эльбурган Южный гора — 499  
 Эльбурс хр. — 456  
 Эльдам купол, гора — 205, 247, 444, 467, 500  
 Эльдам-Иргарт-баш антиклин. складка — 463  
 Эльдаровская антиклиналь — 487  
 Эльдаровский хр. — 487  
 Эльмез-тюбе гора — 475  
 Эльтыр-кач хр. — 499  
 Эльхотово сел. — 498  
 Эникола р. — 105  
 Энтанджелский купол (антиклиналь) — 463  
 Эпчик перев. — 106  
 Эпчик р. — 411  
 Эрцог гора — 36  
 Эсто-Хагинское сел. — 324  
 Этока р. — 340, 341, 497  
 Эхреску хр. — 95, 96  
 Эцери сел. — 365  
 Эшкакон р. (Учкекен) — 166, 167, 359, 391, 394, 414

## Ю

Юг СССР — 253  
 Южная балка — 93, 107  
 Южнокубанская равнина — 337, 338, 339, 495  
 Южнорусская кристаллическая плита — 445

Южноуральский бассейн — 510  
Юсенги сел. — 35  
Юца гора — 28, 339

## Я

Ялхорой сел. — 181  
Яман-Джалга сел. — 284  
Ямучу-баш хутор — 465  
Яндырка сел. — 300, 310, 315  
Янкули сел. — 343

Янкули Большие рч., р. — 488, 497  
Янушевка село — 293  
Ярославская антиклиналь — 484  
Яр Сухой балка — 309  
Ястребинная гора — 487  
Ярык-су р. — 496  
Ятыргварта гора, хр. — 67, 117, 118, 122,  
124, 359, 363, 390, 410, 411, 412, 420,  
426, 427, 447, 509  
Яшкуль р. — 307

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.  
5

Введение. *В. П. Ренартен* . . . . .

### Часть первая

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Глава первая. История исследований. <i>А. П. Герасимов</i> и <i>В. П. Ренартен</i>	15
Глава вторая. Физико-географическое описание. По материалам <i>А. Л. Реймарда</i> . . . . .	27
Глава третья. Стратиграфическое описание . . . . .	41
Докембрийские отложения. <i>И. Г. Кузнецов</i> . . . . .	41
Палеозойские отложения . . . . .	52
Общий обзор палеозоя. <i>В. Н. Робинсон</i> . . . . .	52
Кембрийская система и другие нижнепалеозойские отложения. <i>А. П. Герасимов</i> и <i>В. Н. Робинсон</i> . . . . .	72
Готландская система (верхний силур). <i>А. П. Герасимов</i>	75
Девонская система. <i>В. Н. Робинсон</i>	78
Каменноугольная система. <i>В. Н. Робинсон</i>	84
Пермская система. <i>В. Н. Робинсон</i> . . . . .	99
Мезозойские отложения . . . . .	111
Общий обзор мезозоя. <i>В. П. Ренартен</i>	111
Триасовая система. <i>В. Н. Робинсон</i> . . . . .	116
Юрская система . . . . .	128
Нижне- и среднеюрские отложения. <i>В. Д. Голубятников</i> и <i>Г. Я. Кривильц</i> . . . . .	128
Верхнеюрские отложения. <i>В. П. Ренартен</i> . . . . .	155
Меловая система . . . . .	170
Нижнемеловые отложения. <i>В. П. Ренартен</i> . . . . .	170
Верхнемеловые отложения Дагестана. <i>Д. В. Дробышев</i>	205
Верхнемеловые отложения Центрального и Западного Кав- каза. <i>В. П. Ренартен</i> . . . . .	215
Кайнозойские отложения . . . . .	230
Третичная система . . . . .	230
Общий обзор. <i>В. П. Жижченко</i> . . . . .	230
Палеогеновые и нижнемиоценовые отложения Дагестана. <i>В. Д. Го-         лубятников</i> . . . . .	242
Палеогеновые и нижнемиоценовые отложения северного склона Центрального и Западного Кавказа. <i>И. А. Коробков</i> . . . . .	256
Средне- и верхнемиоценовые отложения Дагестана. <i>В. Д. Голубят-         ников</i> . . . . .	273
Среднемиоценовые отложения Северного Кавказа (без Дагестана). <i>В. П. Жижченко</i> . . . . .	279
Верхнемиоценовые отложения Центрального и Западного Кавказа <i>С. М. Ильинский</i> . . . . .	288
Плиоценовые отложения Дагестана. <i>В. Д. Голубятников</i> . . . . .	301

	Стр.
Плиоценовые отложения Центрального Предкавказья . . . . .	306
Нижний плиоцен. <i>С. А. Гатусев</i> . . . . .	306
Верхний плиоцен. <i>С. М. Ильинский</i> . . . . .	310
Плиоценовые отложения Западного Предкавказья. <i>А. Г. Эберзин</i> . .	321
Плиоценовые отложения Ергеней. <i>Г. Н. Родзянко</i> . . . . .	328
Четвертичная система . . . . .	329
Общий обзор. По материалам <i>А. Л. Реймарда</i> . . . . .	329
Континентальные отложения. По материалам <i>А. Л. Реймарда</i> . . . .	332
Каспийские отложения. <i>В. В. Вебер</i> и <i>С. М. Ильинский</i> . . . . .	344
Черноморские отложения. По материалам <i>А. Л. Реймарда</i> . . . . .	353
Глава четвертая. Вулканизм и явления метаморфизма . . . . .	357
Общий обзор вулканических явлений. <i>Л. А. Варданяни</i> . . . . .	357
Петрографические провинции. <i>С. П. Соловьев</i> . . . . .	364
Докембрийские и палеозойские интрузии и эффузии. <i>И. Г. Кузнецов</i>	369
Нижнеюрские интрузии и эффузии. <i>Л. А. Варданяни</i> . . . . .	413
Молодые интрузии Восточного Кавказа. <i>Л. А. Варданяни</i> . . . . .	417
Молодые интрузии Западного Кавказа. <i>С. П. Соловьев</i> . . . . .	423
Молодые эффузии. <i>С. П. Соловьев</i> . . . . .	428
Происхождение метаморфических пород. <i>С. П. Соловьев</i> . . . . .	436
Глава пятая. Тектоническое описание . . . . .	441
Общий обзор. <i>А. П. Герасимов</i> и <i>Л. А. Варданяни</i> . . . . .	441
Структурное районирование. <i>Л. А. Варданяни</i> . . . . .	452
Тектоника Дагестана. <i>В. Д. Голубятников</i> . . . . .	457
Тектоника северного склона между рр. Сулаком и Тереком. <i>В. П. Ремартен</i> . . . . .	467
Тектоника центральной части северного склона. <i>А. П. Герасимов</i> и <i>Л. А. Варданяни</i> . . . . .	472
Тектоника Северо-Западного Кавказа. <i>А. В. Ульянов</i> . . . . .	479
Тектоника Восточных Передовых хребтов. <i>Б. А. Алферов</i> . . . . .	485
Тектоника Ставропольской возвышенности. <i>А. П. Герасимов</i> и <i>Л. А. Варданяни</i> . . . . .	488
Глава шестая. Геоморфология. По материалам <i>А. Л. Реймарда</i> . . . .	491
Глава седьмая. История геологического развития. <i>В. П. Ремартен</i> . .	503
Список литературы . . . . .	528
Указатель географических названий . . . . .	580

Редактор *В. П. Ремартен*Технический редактор *Р. Аронс*

Сдано в набор 9/VII-1947  
 Формат бумаги 72x108 1/16  
 Заказ 910

Подписано к печати 22/XII-1947 M07633  
 Печ. листов 37,5 + 11 вклеек  
 Уч.-изд. 51,2

Тираж 3000

Набрано в 4-ой типографии им. Евг. Соколовой Треста "Полиграфкини" ОГИЗа при Совете Министров  
 СССР, Ленинград Измайловский пр. 29  
 Отпечатано в типографии Картографической фабрики Госгеоиздата

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать	По чьей вине
5	21 снизу	Северокавказский	Ставропольский	редактора
8	1 сверху	немного	немногими	типографии
9	22 сверху	Закавказья	Закавказского	корректора
15	7 сверху	Фильком	Фальком	типографии
15	22 снизу	кон-что	кое-что	—,—
16	2 снизу	Улит	Улиг	корректора
41	17 сверху	Баштаугорья	Бештаугорья	—,—
82	23 снизу	Эльбруса	Эльбурса	типографии
123	15 снизу	смещение	смешение	корректора
135	1 сверху	глясудинской	гласудинской	—,—
151	3 снизу	<i>Mitilcides</i>	<i>Mitiloides</i>	типографии
177	7 снизу	<i>Reguienia</i>	<i>Requienia</i>	корректора
307	10 сверху	р. Гулес	р. Гумс	—,—
307	7 снизу	<i>Paradacna abichi</i> В. П.	<i>Paradacna abichi</i> R. Ноегп	редактора
350	27 сверху	<i>pento-caspica</i>	<i>ponto-caspica</i>	корректора
426	11 снизу	Кги-Теберда	Кти-Теберда	—,—
448	10 сверху	сртаны	страны	типографии
470	рис. 28	Абаи-хох	Адай-хох	редактора