

А. Д. НОЖКИН · В. А. ГАВРИЛЕНКО

---

**ЗОЛОТО  
И РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ  
В ПОЛИФАЦИАЛЬНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЯХ  
ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ**

---



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 324

А. Д. НОЖКИН, В. А. ГАВРИЛЕНКО

ЗОЛОТО  
И РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ  
В ПОЛИФАЦИАЛЬНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЯХ  
ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ

(на примере верхнего рифея  
и венда северной части Енисейского края)

Ответственный редактор  
А. С. Митропольский



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск

1976

В работе охарактеризованы литолого-стратиграфические особенности и условия формирования верхнерифейских и вендских осадочных толщ северной части Енисейского кряжа, приведены данные о распределении золота и радиоактивных элементов в основных типах континентальных, лагунно-континентальных, прибрежно-морских и морских отложений, позволившие выявить главные тенденции их поведения в седиментационном процессе и при диагенезе. Описаны сравнительно малоизвестные для подобного стратиграфического уровня Восточной Сибири проявления гидротермального метаморфизма и показана его существенная роль в перераспределении элементов. Геохимическая характеристика пород приведена на основе использования современных высокочувствительных методов определения кларковых содержаний элементов — нейтронно-активационного, гамма-спектрометрического, спектрохимического, люминесцентного и др.

Монография рассчитана на геохимиков и геологов, занимающихся исследованием осадочных толщ и рудных месторождений.

## ВВЕДЕНИЕ

С осадочными толщами докембрия связаны месторождения различных полезных ископаемых, в том числе золота и радиоактивных элементов. Формирование рудных концентраций обусловлено благоприятным сочетанием процессов как сингенетических, так и эпигенетических. Поэтому изучение сингенетических факторов концентрации и рассеяния рудных элементов имеет не только теоретическое, но и прикладное значение. В последние годы в связи с применением экспрессных гамма-спектрометрических методов анализа радиоактивных элементов и разработкой высокочувствительных и точных методов определения золота в породах роль такого рода геохимических исследований резко возросла. Однако сведений о пространственном распределении этих элементов в докембрийских разрезах конкретных регионов еще недостаточно для целей геохимического районирования и металлогенического прогноза. Ограничены также данные и о содержании урана и тория в фациальном профиле отложений разных эпох докембрия, а по золоту они почти отсутствуют.

В качестве объекта специальных геолого-химических исследований нами избраны верхнерифейские и вендские отложения Енисейского кряжа, которые в сравнении с более древними осадочными толщами докембрия, а также одновозрастными образованиями других регионов Сибири, отличаются достаточно высокой степенью общегеологической изученности. К тому же они почти не метаморфизованы, а подвержены лишь глубинному эпигенезу. Эти отложения развиты в составе геологически единого довольно мощного комплекса накоплений, сформированных в течение длительного (200—250 млн. лет) орогенного этапа развития байкалид. На севере кряжа породы комплекса с глубоким размывом залегают на более древних филлито-сланцевых толщах, вмещающих основную золоторудную минерализацию региона.

Главная задача исследования — восстановление фациальных условий формирования отложений и особенностей поведения золота и радиоактивных элементов в процессе седиментации. Для этого изучены строение и литологический состав пород комплекса, а также распределение элементов в фациальном профиле отложений. Кроме того, изучались постседиментационные изменения отложений и недавно обнаруженные в них проявления гидротермального метаморфизма, которые имели существенное значение в перераспределении элементов. Исследование выполнено в основном на примере северо-восточной части кряжа, где указанные породы весьма широко распространены и представлены наиболее полными разрезами. Для сравнения частично привлекаются также необходимые сведения и по другим районам.

В основу настоящей работы положены результаты исследований авторов, кроме того, использованы литературные данные. Исследование верхнерифейских отложений на севере Енисейского кряжа начато А. Д. Ножкиным в 1960—1963 гг., а затем продолжено совместно с В. А. Гавриленко в 1968—1971 гг. Площадные крупномасштабные

геологосъемочные работы с геохимическим опробованием проведены в междуречье Тен, Уволги, Нойбы, Чапы и Вороговки. Кроме того, изучены разрезы вдоль этих рек, а также по рекам Талой и Ниж. Сурниха.

Опробованию на золото и радиоактивные элементы подвергнуты практически все литологические разности пород комплекса. Опробование подразделялось на опорное и точечное. Опорные пробы весом 2—8 кг отбирались из грубообломочных и других разновидностей пород для пробирного, минералогического и арбитражного анализа. Основная масса проб представлена точечными (штуфными) пробами весом 0,6—1 кг. Характер и место опробования определялись рядом общегеологических и литологических факторов, степенью изменения радиоактивности и др.

Определения золота выполнены спектрохимическим методом В. Г. Цимбалист по усовершенствованной ею методике с чувствительностью определений  $2 \cdot 10^{-8}\%$  (Цимбалист, 1969). Около 30% проб проанализировано В. Л. Чесноковым методом нейтронной активации с применением субстехиометрического разделения радионуклидов (Раковский, Серебряный, 1968). Достигнута удовлетворительная сходимости результатов, полученных обоими методами. Точность и воспроизводимость определений золота проталонированы на международных стандартах гранита G-1 и диабазы W-1, а также на внутренних стандартах. Часть проб, в основном грубообломочных пород, проанализирована на золото пробирным методом.

Содержания радиоактивных элементов определены В. А. Бобровым и А. С. Степиным на лабораторной гамма-спектрометрической установке с порогом чувствительности для урана (радия)  $0,2 \cdot 10^{-4}$  экв.%, тория  $0,3 \cdot 10^{-4}\%$  и калия 0,08% (Бобров, Гофман, 1971). Арбитражные определения радиоактивных элементов и анализ минеральных фракций произведены методами радиохимии, пламенной фотометрии и люминесцентным З. В. Малясовой, Г. М. Мельгуновой и Г. И. Абакумовой. Аналитические данные обработаны с помощью методов математической статистики. При написании работы использованы многочисленные результаты минералогического анализа проб — протоколов, химических и спектральных анализов терригенных и карбонатных пород, фазовых термических, определения содержаний органического вещества и др., — выполненные в лабораториях ИГиГ СО АН СССР, СНИИГГиМС, ЗСГУ и НТГУ. Широко применялись также классические петрографические методы изучения осадочных пород. Исползованные в стратиграфическом очерке палеонтологические определения коллекции микрофитолитов сделаны В. А. Шипициным и М. С. Якшиным.

Введение, разделы, посвященные метаморфизму и сравнительной геохимической характеристике отложений, написаны А. Д. Ножкиным, литологическое описание пород выполнено в основном В. А. Гавриленко. Остальные разделы книги составлены совместно. В полевых исследованиях и частичной обработке материала принимали участие А. Г. Миронов, А. С. Степин, а также бывшие студенты Томского политехнического института Н. П. Березовиков, Н. Е. Некрасова, С. К. Кныш и Ю. Г. Мариллов.

Всем лицам, принимавшим участие в полевых исследованиях, аналитической и другой обработке материала, в оформлении и подготовке рукописи к печати авторы приносят искреннюю благодарность. Авторы весьма признательны Ю. П. Казанскому, Р. Б. Карпинскому, А. Ф. Коробейникову, Ф. П. Кренделеву, А. М. Кузьмину, А. С. Митропольскому, Н. С. Подгорной, Ю. К. Советову, В. В. Хоментовскому, В. К. Черепнину, В. Ю. Шенфилю, М. С. Якшину, Ю. Г. Щербакову и другим геологам, давшим квалифицированные консультации или сделавшим полезные замечания по работе.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Стратиграфия позднего докембрия — нижнего кембрия Енисейского края исследовалась многими геологами. История этого вопроса освещена в работах М. А. Семухотова (1962), Н. А. Сагитова (1962), Ф. П. Кренделева (1971), В. В. Хоментовского и др. (1972). Особенно много интересного материала по этому вопросу получено в последние 15—20 лет сотрудниками Красноярского геологического управления, ВСЕГЕИ, МГУ, ГИН, ВАГТ, СНИИГГиМС, ИГиГ СО АН СССР, Казанского университета, Томского политехнического института.

Верхнедокембрийские карбонатно-терригенные отложения, выделяемые в составе вороговской, чингасанской, ослянской и тасеевской серий, в заангарской части края развиты в трех районах (рис. 1). Залегают

Рис. 1. Схема распространения отложений верхнего докембрия в Заангарской части Енисейского края.

1 — тейская, сухопитская и тунгусикская серии; 2 — чингасанская, вороговская, ослянская, тасеевская серии и немчанская свита (отложения орогенного комплекса байкалид); 3 — кембрий; 4 — гранитонды; 5 — траппы; 6 — восточная граница края; 7 — контур карты, показанной на рис. 2. Районы развития пород верхнего докембрия: I — Тейско-Чапский, II — Вороговский, III — Ангаро-Питский.



## Стратиграфические схемы верхнерифейских — нижнекембрийских отложений северо-восточной части Енисейского края

Возраст	Ленинградское совещание, 1956 г.	М. А. Семихатов (1962 г.)	Стратиграфическое совещание, Новосибирск, 1962 г.	Г. И. Кириченко (1965 г.)	Стратиграфическое совещание, Новосибирск, 1965 г.	Р. Б. Карпинский и др (1952)												
Стр.	Лебяжинская свита	Лебяжинская свита (Ленский ярус)	Лебяжинская свита	Лебяжинская свита (Ленский ярус)	Лебяжинская свита	Лебяжинская свита												
850±50—580±20 млн. лет	Чингасанская серия (енисейский комплекс)	Подлежит расчленению	Алданский ярус	Палеозой, начиная с 600±20 млн. лет	Мотская свита и ее аналоги Немчанская свита (верхняя подсвита)	Алданский ярус Стр	Мотская (немчанская) свита	Вендский комплекс (верхний докембрий IV)	Чингасанская серия	Немчанская свита	Нижний кембрий	Немчанская свита						
												Чивдинская свита	Суктальминская свита	Оселочная Чивдинская свита	Суктальминская свита (верхняя оселочная подсвита)	Карьерная свита (нижняя оселочная подсвита)	Чивдинская свита	Подъемская свита
																		Карьерная свита
												Лопатинская свита	Чингасанская серия (верхний протерозой)	Чивдинская свита	Лопатинская (карагаская) свита	Карагаская (лопатинская) свита, нижние и верхние подсвиты	Лопатинская свита	Чивдинская свита
																		Чивдинская свита 745 млн. лет
												Лопатинская свита	Чивдинская свита	Лопатинская свита	Лопатинская свита	Лопатинская свита	Лопатинская свита	Вандадынская свита
																		Лопатинская свита

Стр.	Возраст										
	Ленинградское сонещание, 1956 г.	А. Г. Гурьев, Е. К. Ковригина, Н. С. Подгорная, (1966)		О. А. Вотах, (1968)		Ю. К. Советов, Е. П. Бу-таков (1970)		Схема, принятая авторами (Гавриленко, (1972)		В. В. Хоментовский и др. (1972)	
	Лебяжинская свита	Лебяжинская свита		Лебяжинская свита		Лебяжинская свита		Лебяжинская свита		Лебяжинская свита	
850±50—580±20 млн. лет											
Чингасанская серия (синий комплекс)											
Подлежит расчленению											
Верхний протерозой											
Чингасанская серия (верхний протерозой)											
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Немчанская и подъемная свиты (алданский (?) ярус)			
Лопатинская свита		Вандадынская (карьерная) свита		Чивидинская (суктальминская) свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Свита Талых островов	
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Угловская свита	
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Таежнинская свита	
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Венд	
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Немчанская свита	
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Юданский комплекс	
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Островная свита	
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Верхняя подсвита	
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Средняя подсвита	
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Нижняя подсвита	
Верхний рифей											
Чингасанская серия											
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Немчанская свита	
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Верхняя подсвита	
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Средняя подсвита	
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Нижняя подсвита	
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Верхняя подсвита	
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Средняя подсвита	
Лопатинская свита		Карьерная свита		Суктальминская свита		Суворовская свита		Подъемная свита		Нижняя подсвита	



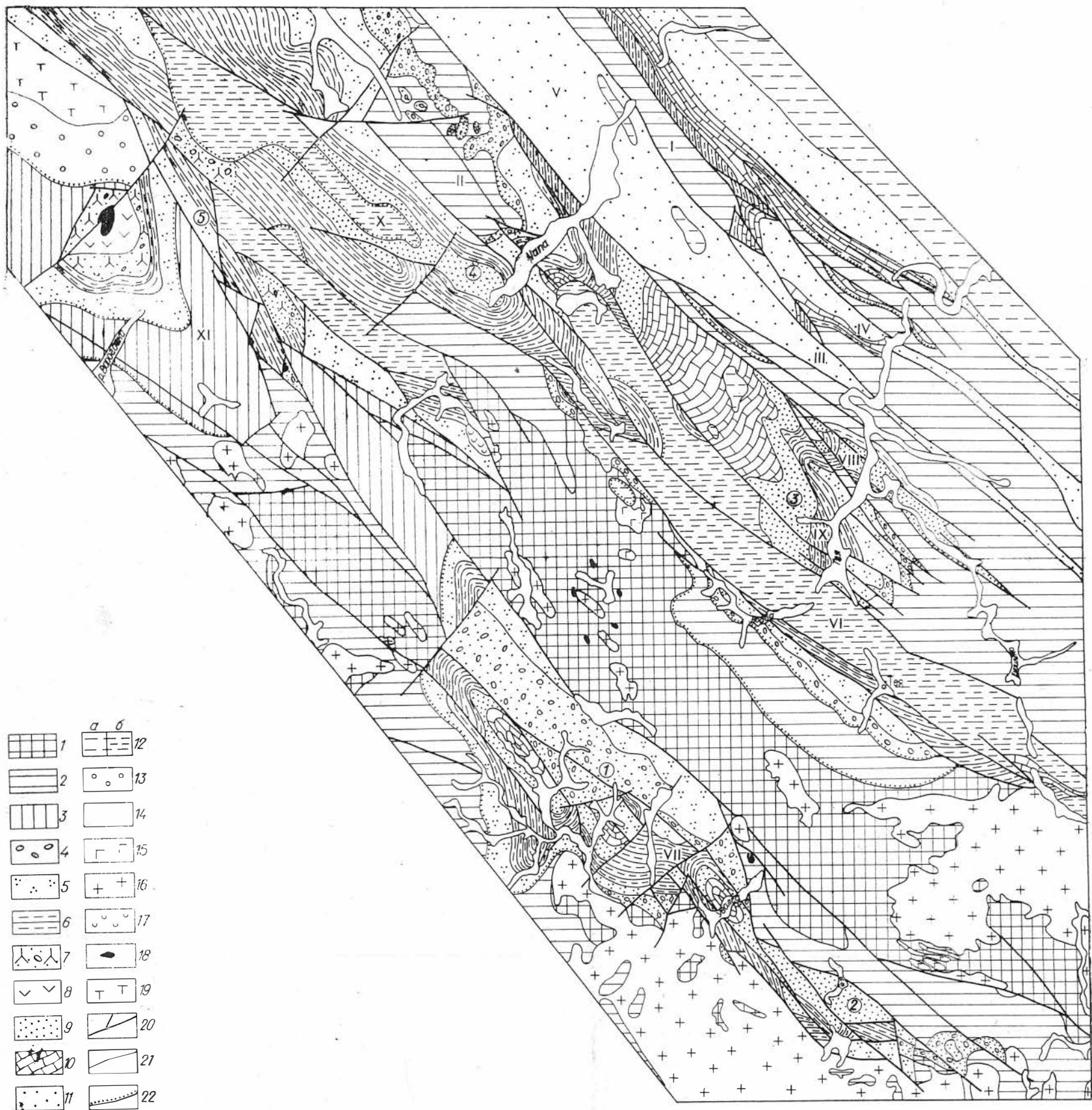


Рис. 2. Схематическая геологическая карта северо-восточной части Енисейского кряжа. Составлена В. А. Гавриленко и А. Д. Ножкиным. Использованы материалы В. А. Гавриленко, Е. И. Врублевича, И. К. Кокодзеева, Ф. П. Кренделева, В. Н. Кристина, М. В. Крысина, А. Я. Курилина, Г. Э. Массова, А. Д. Ножкина, А. В. Печерского, Н. С. Подгорной, М. А. Семихатова, А. Б. Хисамутдинова и др.

Серии: 1 — тейская, средний протерозой; 2 — суходитская, средний рифей; 3 — тунгусская, средний — верхний рифей; 4—10 — чингасанская, верхний рифей; свиты: 4 — лопатинская; 5 — карьерная; 6—8 — суктаьминская (6 — флишодные отложения; 7 — ксеногломеративные туффиты, туфы базальтовых и трахибазальтовых порфиритов; 8 — лавы базальтовых и трахибазальтовых порфиритов); 9 — суворовская; 10 — подъемская; 11 — немчанская, венд; 12 — кембрий; а — доказанный, б — предполагаемый; 13 — палеозой нерасчлененный; 14 — четвертичные аллювиальные отложения; 15 — ортоамфиболиты, индыглинский комплекс; 16 — гранитоиды докембрийские; 17 — щелочно-базальтоидные образования, венд — кембрий; 18 — сенинты, щелочные сенинты, кембрий; 19 — траппы; 20 — разрывные нарушения; 21 — геологические границы; 22 — трансгрессивное наложение пород.

Основные районы развития отложений чингасанской серии: 1 — Уволжский, 2 — Верхнетейский, 3 — Среднетейский, 4 — Чапский, 5 — Верхневороговский. Структуры (по Е. С. Постельникову (1973) с дополнениями): I — Чернореченский горст-антиклиналь; II—VII — грабены; III — Мадринский, IV — Юхталинский, V — Немчанский, VI — Дюбкошский, VII — Уволжский; VIII—XI — грабен-синклинали: VIII — Суворовская, IX — Нойбинская, X — Суктаьминская, XI — Верхневороговская.

они со стратиграфическим перерывом на подстилающих более метаморфизованных отложениях и образуют самостоятельный структурный этаж. На севере Енисейского кряжа породы чингасанской и вороговской серий лежат несогласно на разных свитах тейской, сухопитской и тунгусикской серий и гранитоидах. На юго-востоке, в Ангаро-Питском районе ослянская серия залегает с разрывом на карбонатно-глинистых отложениях киргитейской свиты тунгусикской серии (Кириченко, 1956, 1958, 1963; Лесгафт, 1958; Сагитов, 1962). Верхнедокембрийские толщи местами перекрыты фаунистически охарактеризованными существенно карбонатными породами нижнего кембрия.

Палеотектоническая позиция верхнедокембрийских — нижнекембрийских отложений рассматривалась В. В. Хоментовским (1960), М. А. Семихатовым (1962), В. Н. Григорьевым (1963), Г. И. Кириченко (1963, 1965), Д. И. Мусатовым (1966), А. Г. Гурьевым, Е. К. Ковригиной и Н. С. Подгорной (1966), В. Е. Ханным, М. И. Волобуевым, И. В. Воробьевым, А. И. Ицковым и Д. В. Синельниковым (1967), О. А. Вотахом (1968) и др. Результаты специальных исследований в этом направлении обстоятельно изложены в работе Е. С. Постельникова (1973), который осадочные толщи чингасанской, ослянской и тасевской серий рассматривает как орогенные образования байкалид. Формирование пород орогенного комплекса, по его мнению, происходило в системе краевых впадин, заложившихся в верхнем рифее в пределах внешней многоэпиклинали подзоны Енисейского кряжа. Что касается пород вороговской серии, то они накапливались во внутреннем прогибе эпигеосинклинали зоны и к орогенным образованиям отнесены Е. С. Постельниковым условно. В данной работе понятие «орогенный комплекс» используется применительно к отложениям чингасанской серии северо-восточной части Енисейского кряжа, которые были основным объектом геолого-геохимических исследований.

Осадочные толщи орогенного комплекса на северо-востоке кряжа широко распространены в бассейне рек Тея, Чапа, Бол. Лебязья и Бол. Черная и в верхнем течении р. Вороговка (рис. 2). Небольшие по площади выходы известны также на р. Талой (приток р. Чиримба). Как самостоятельное стратиграфическое подразделение (нижний кембрий) данный комплекс был обособлен И. Г. Николаевым (1930). Позже геологи Всесоюзного аэрогеологического треста выделили его в чапинскую (порожихинскую) свиту (Горайнова и др., 1954 г.), а Г. И. Кириченко — в чингасанскую серию, разделив ее по аналогии с Присаяньем на карагасскую, оселковую и мотскую свиты (Кириченко, 1956, 1963). Одновременно с Г. И. Кириченко стратиграфию северо-восточной части кряжа М. А. Семихатов и В. Н. Григорьев, которые чингасанскую серию тоже разделили на три свиты, но названия им дали местные географические (снизу вверх): лопатинская, чивидинская и немчанская (Григорьев, Семихатов, 1958). Эти же свиты Ф. П. Кренделевым и А. Д. Ножкиным в 1960 г. выделены западнее, в среднем течении р. Уволга, а затем закартированы на всей площади Уволжского грабена (Кренделев, Ножкин, 1961; Ножкин, 1970<sub>1</sub>). В последующие годы в процессе проведения тематических и особенно геологосъемочных работ геологами Красноярского геологического управления Е. И. Врублевичем, А. И. Вызу, Р. Б. Карпинским, Л. К. Качевским, В. Н. Кристинным, А. Б. Хисамутдиновым и другими стратиграфия пород орогенного комплекса была уточнена и детализирована. Чивидинская свита расчленена на две свиты — карьерную и суктальминскую (Кириченко, 1965). Из нижней части мощной немчанской свиты выделены две толщи — красноцветных песчаников и терригенно-карбонатная, которые были обособлены в две самостоятельные свиты — суворовскую (Пучкова, Подгорная, 1966; Гурьев, Ковригина, Подгорная, 1966) и подъемскую

(Р. Б. Карпинский, 1961; Вотах, 1968). Эволюция взглядов на стратиграфию верхнего докембрия рассматриваемого района отражена в табл. 1.

В 1968—1971 гг. в процессе детального геолого-геохимического изучения значительного количества естественных и искусственных разрезов авторами уточнены стратиграфический объем чингасанской серии центрального и восточного приплатформенного районов северо-восточной части Енисейского кряжа, а также состав, строение, фациальная изменчивость, структурно-текстурные особенности и условия образования отложений серии. На основе полученного материала более подробно разделены свиты на толщи и пачки. Результаты определения микропроблематик, обнаруженных на нескольких стратиграфических уровнях серии, в совокупности с определениями абсолютного возраста глаукоцитов позволили обосновать верхнерифейский возраст чингасанской серии в составе (снизу вверх): лопатинской, карьерной, суктальминской, суворовской и подъемской свит, а перекрывающие чингасанскую серию красноцветные терригенные отложения немчанской свиты отнести к венду (см. табл. 1) (Гавриленко, Ножкин, Шипицын, 1971; Гавриленко, 1972). Ниже рассматриваются основные черты строения этих свит.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

### Лопатинская свита

Лопатинская свита на подстилающих толщах и гранито-гнейсах залегает с глубоким разрывом и несогласием. Отложения свиты распространены в бассейне рек Уволга, Тея, Нойба, Талая, отдельные выходы известны в верховьях рч. Бол. Лада, в нижнем течении р. Енашимо и др. По составу слагающих свиту пород она отчетливо подразделяется на две толщи: нижнюю — красноцветную терригенную и верхнюю — терригенно-карбонатную.

**Терригенная толща** широко развита в бассейне р. Уволга в Уволжском грабене (см. рис. 2). В восточной части грабена она прослеживается в виде непрерывной полосы от р. Уволга до истоков р. Ниж. Ведуга. Ширина этой полосы изменяется от 200—300 м в среднем течении р. Уволга до 4,5—5 км в районе горы Димган. В западной части грабена отложения нижней толщи наблюдаются на участке от устья р. Ногата до устья руч. Гаревского в виде ограниченных по площади изолированных друг от друга выходов. С более древними метаморфическими образованиями лопатинская свита здесь часто контактирует по региональным нарушениям, ограничивающим грабен. Тектонические контакты вскрыты горными выработками и скважинами в среднем течении р. Уволга в районе рек Ногата и Ниж. Ведуга. За исключением самых верхних горизонтов, толща сложена первично красноцветными отложениями, в ослабленных зонах часто подвергнутыми интенсивным гидротермальным изменениям, вследствие чего породы осветлены и приобрели зеленоцветную окраску. На правом берегу р. Уволга, напротив устья руч. Лопатинского, скважиной вскрыт двухсотметровый разрез грубообломочных образований, представляющих собой верхние и средние горизонты толщи. Здесь на интенсивно дробленных сланцах удерейской свиты, содержащих большое количество прожилков кварца, карбонатов, а также вкрапленность сульфидов, залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песчанки мелкозернистые зеленовато-серые, участками с реликтовой вишнево-бурой окраской, косослончатые, слабо полевошпатизированные, окварцованные и пиритизированные . . . . .

2. Гравелиты зеленоцветные с прослоями мелкозернистых песчаников и мелкогалечниковых конгломератов, неравномерно с различной интенсивностью сульфидизированные, карбонатизированные, окварцованные и полевошпатизированные	30
3. Гравелиты красноцветные с прослоями мелкогалечниковых конгломератов и мелкозернистых песчаников	5,5
4. Конгломераты мелкогалечниковые, иногда среднегалечниковые, содержащие прослой гравелитов, зеленоцветные, с пятнами реликтовой вишневой окраски, слабо пиритизированные и карбонатизированные	17
5. Гравелиты красноцветные с маломощными прослоями косослонстых песчаников и мелкогалечниковых конгломератов и зонами зеленоцветного изменения	14,5
6. Песчаники зеленоцветные с прослоями гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов, участками с реликтами красноцветов, с большим количеством карбонатных прожилков	7,5
7. Гравелиты красноцветные с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников и мелкогалечниковых конгломератов	5,5
8. Гравелиты зеленоцветные, местами с реликтами красноцветов, содержащие прослой мелкозернистых песчаников и мелкогалечниковых конгломератов, с прожилками карбонатов	8
9. Гравелиты красноцветные с редкими маломощными прослоями мелкогалечниковых конгломератов, к концу интервала переходящие в косослонстые песчаники с редкими прослоями гравелитов	46
10. Чередование зеленоцветных, в конце интервала пестроцветных гравелитов, мелкозернистых песчаников и алевролитов. Породы окварцованы, слабо полевошпатизированы, содержат прожилки хлорит-карбонатного состава и неравномерную вкрапленность пирита	33,5

Как видно из описания разреза, толща представлена в основном песчаниками и гравелитами. Конгломераты наблюдаются в виде невыдержанных прослоев мощностью от 0,1—0,5 до 10—20 м в нижней половине вскрытого разреза. В северо-западной части грабена, в районе истоков р. Ниж. Ведуга и около горы Димган конгломераты развиты преимущественно (Ножкин, 1970); здесь вскрываются базальные горизонты свиты, которые в пределах среднего течения р. Уволга опущены по тектоническим нарушениям и в связи с этим фиксируются на поверхности лишь в отдельных местах. Алевролиты распространены в средней и верхней частях толщи, в виде маломощных (не более 0,3—0,5 м) прослоев среди песчаников. Самые верхние горизонты толщи вскрываются в левом борту руч. Марсаловского, где в обнажениях и горных выработках видны постепенные переходы красноцветных грубообломочных пород в серо- и зеленоцветные. Пачка зеленоцветных ритмично-слонстых отложений мощностью около 120—150 м представлена чередованием гравелитов, песчаников и алевролитов. В северо-западном направлении эта пачка прослежена до горы Димган. Примерно такой же разрез нижней толщи лопатинской свиты наблюдается на юго-востоке, в Таловской грабен-синклинали (р. Талая) (Комов, 1962).

Северо-восточнее Уволжского грабена разрез нижней красноцветной толщи лопатинской свиты заметно меняется. На левом берегу р. Тея, в 1,7 км выше устья руч. Лопатинского на размытую поверхность горбилковской свиты с несогласием ложатся:

Мощность, м

1. Конгломераты крупногалечниковые, к концу интервала переходящие постепенно в средне- и мелкогалечниковые. В обломках исключительно галька сланцев	2,5—3
2. Чередование мелкозернистых и грубозернистых песчаников, обогащенных кварцевой галькой вплоть до образования маломощных (5—10 см), быстро выклинивающихся горизонтов гравийных конгломератов. Вверх по разрезу они сменяются мелкозернистыми песчаниками, переходящими в алевролиты	4,5
3. Чередование мелкозернистых песчаников и алевролитов. В основании пачки — грубозернистые песчаники, иногда с редкой плавающей галькой	

сланцев. Алевролиты образуют неясно обособляющиеся прослои мощностью до 30—40 см, песчаники — 15—20 см	7,5
4. Грубозернистые песчаники, к концу интервала переходящие в мелкозернистые, содержат несколько горизонтов алевролитов	1,5
5. Чередование алевролитов и мелкозернистых песчаников с преобладанием алевролитов. Песчаники среди них образуют 5—6 горизонтов мощностью от нескольких до 30—40 см	15
6. В основании пачки горизонт гравелигов (мощность 0,5 м), вверх по разрезу сменяющиеся сначала мелкозернистыми песчаниками мощностью 0,5—0,6 м, а затем алевролитами. Характерно, что гравелиты на расстоянии 10—15 м по простиранию делятся на 2 маломощных пласта, а затем выклиниваются, фациально замещаясь мелкозернистыми песчаниками	3
7. Чередование мелко- и среднезернистых песчаников и алевролитов. Участками наблюдается послонное обогащение песчаников более грубозернистым материалом. Мощность пластов песчаников колеблется в пределах 0,7—1,5 м, а алевролитов — 2—3 м	15
8. Кварцевые гравелиты, сменяющиеся чередованием песчаников и алевролитов	31

Мощность вскрытой части разреза около 80 м. Ниже по течению в борту долины р. Тея наблюдается делювий и отдельные выходы вначале вишнево-красных песчаников и алевролитов, а затем зеленовато-серых алевролитов мощностью около 150—200 м. Суммарная мощность терригенной толщи в этом разрезе составляет 350—450 м.

Аналогично построена толща и в бассейне р. Нойба. Наиболее полный разрез ее (около 350 м) вскрыт детальной линией шурфов на правом склоне долины р. Лев. Нойба в 1,5 км выше устья р. Ср. Нойба. В этом, как и вышеописанном разрезе, явно преобладают мелкозернистые разности пород — алевролиты и песчаники.

Отложения верхней **терригенно-карбонатной толщи** в районе Уволжского грабена прослеживаются узкой полосой вдоль левого борта р. Уволга на участке между устьями ручьев Дедковского и Гаревского. Им же сложены отдельные тектонические блоки в приустьевой части ручьев Бол. и Мал. Итуй. В составе толщи выделяются две пачки. Нижняя мощность в 100—120 м вскрывается в среднем течении р. Уволга в 700 м выше устья руч. Дедковского (рис. 3, разрез 4). Здесь, выше грубообломочных образований нижней толщи, отделяясь от них необнаженным промежутком в 300—400 м, залегают:

Мощность, м

1. Доломиты светло-серые и розово-серые массивные, афанитовые, иногда мергелистые, сверху плитчатые с отдельными маломощными прослоями (2—5 см) зеленовато-серых алевролитов	8
2. Известняки доломитистые глинистые темно-серые, почти черные, массивные, содержащие округлые гнезда пирита	12
3. Чередование тонкослонистых светло-серых доломитистых известняков, мергелей и зеленовато-серых алевролитов. Последние имеют мощность 1,5—7 см и следуют в разрезе через 3—40 см	10
4. Известняки доломитистые глинистые массивные темно-серого цвета	8
5. Известняки светло-, розово-серые, афанитовые, в верхних частях разреза с отдельными прослоями доломитизированных известняков и доломитов (0,3—0,7 м). Последние содержат многочисленные и разнообразные микрофитоциты, представленные большей частью новыми формами групп <i>Vermiculites</i> , <i>Vesicularites</i> , <i>Nubecularites</i> . Из ранее известных выделяются <i>Nubecularites uniformis</i> Z. Zhur. и <i>Glebosites gentilis</i> Z. Zhur.	70

Вверх по разрезу они сменяются второй пачкой монотонных светло-серых строматолитовых доломитов мощностью не менее 250—300 м. Подобный разрез доломитовой пачки вскрывается и в нижнем течении руч. Бол. Итуй, где мощность ее равна примерно 120 м. Разрез пачки венчается горизонтом (2—5 м) пестроцветных доломитизированных известняков, содержащих невыдержанные маломощные (0,2—0,4 м) прослои седиментационных брекчий. Нижние горизонты верхней пач-

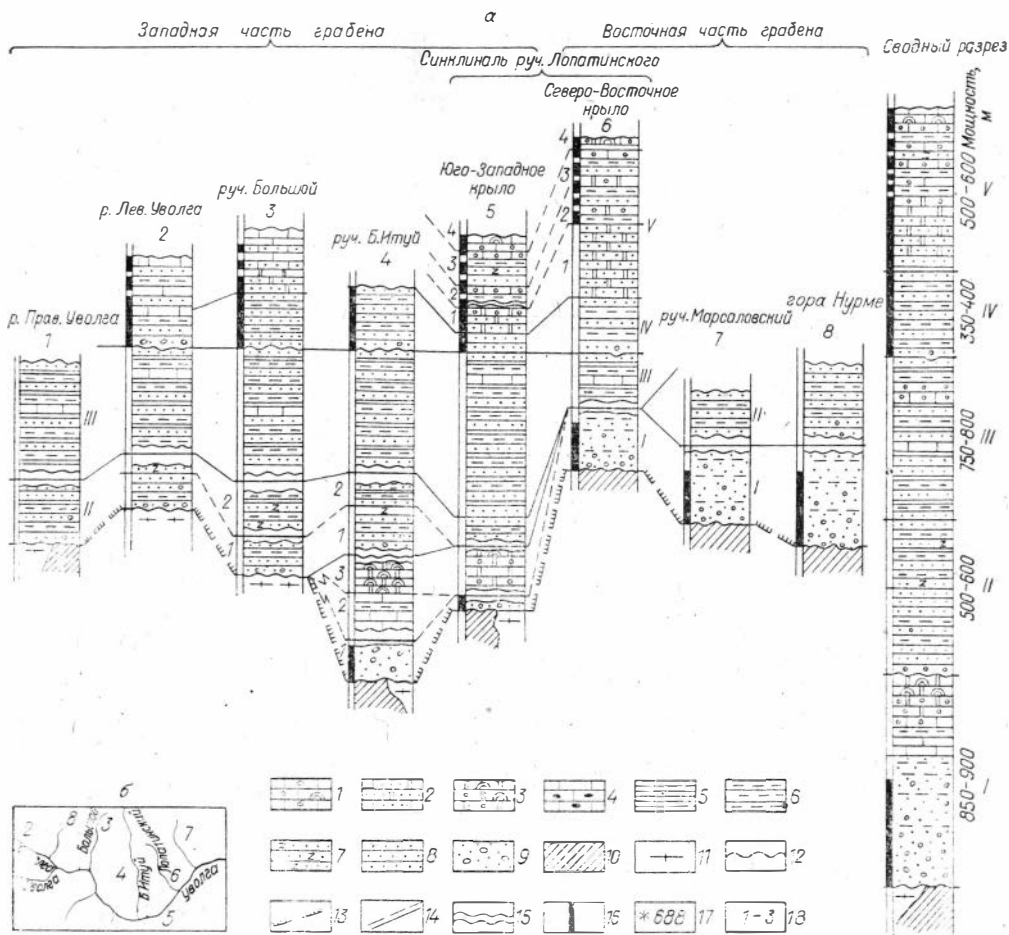


Рис. 3. Разрезы отложений чингасанской серни района Увожского грабена (а), их корреляция и схема расположения (б). Составлены В. А. Гавриленко и А. Д. Ножкиным. 1 — известняки онколитовые и строматолитовые; 2 — доломиты песчанистые; 3 — доломиты онколитовые и строматолитовые; 4 — доломиты с желваками кремней; 5 — аргиллиты; 6 — алевролиты; 7 — песчаники глауконитовые; 8 — песчаники; 9 — гравелиты и конгломераты, тиллитоподобные породы; 10 — сланцы; 11 — гранитоиды; 12 — несогласия; 13 — граница структурного этажа; 14 — границы свит и пачек; 15 — нескрытые части разреза; 16 — красноцветная окраска пород; 17 — абсолютный возраст, млн. лет; 18 — номера толщ или пачек (слева у колонок); 1—8 — номер и местонахождение разреза.

С в и т ы: I — лопатинская, II — карьерная, III — суктальминская, IV — суворовская, V — подъяемская.

ки обнажаются также в нижнем течении р. Ногата, но разрез ее здесь несколько иной:

- |   | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Доломиты светло-серые, массивные, афантовые, участками с крустификационными структурами  | 40          |
| 2. Доломиты розово-серые, афантовые с прослоями мелкозернистых. В этой пачке кроме ранее названных микрофитолитов определены <i>Vermikulites anfractus</i> Z. Zhur. Отдельные горизонты пород окремнены | 60          |
| 3. Доломитистые известняки светло-, реже темно-серые, афантовые с маломощными прослоями строматолитовых доломитов   | ~ 90        |
| 4. Доломиты розово-серые и серые, афантовые, местами мелкозернистые, в верхней части с редкими строматолитовыми постройками и участками крустификационной структуры                                     | ~ 100       |

Юго-западнее рассмотренного разреза, в верхнем течении р. Тея мощность толщи сокращается до 120—200 м (рис. 4, разрез 2). Слагается она здесь массивными розово-серыми доломитами, местами неравномерно обогащенным терригенным материалом. Восточнее Увожско-

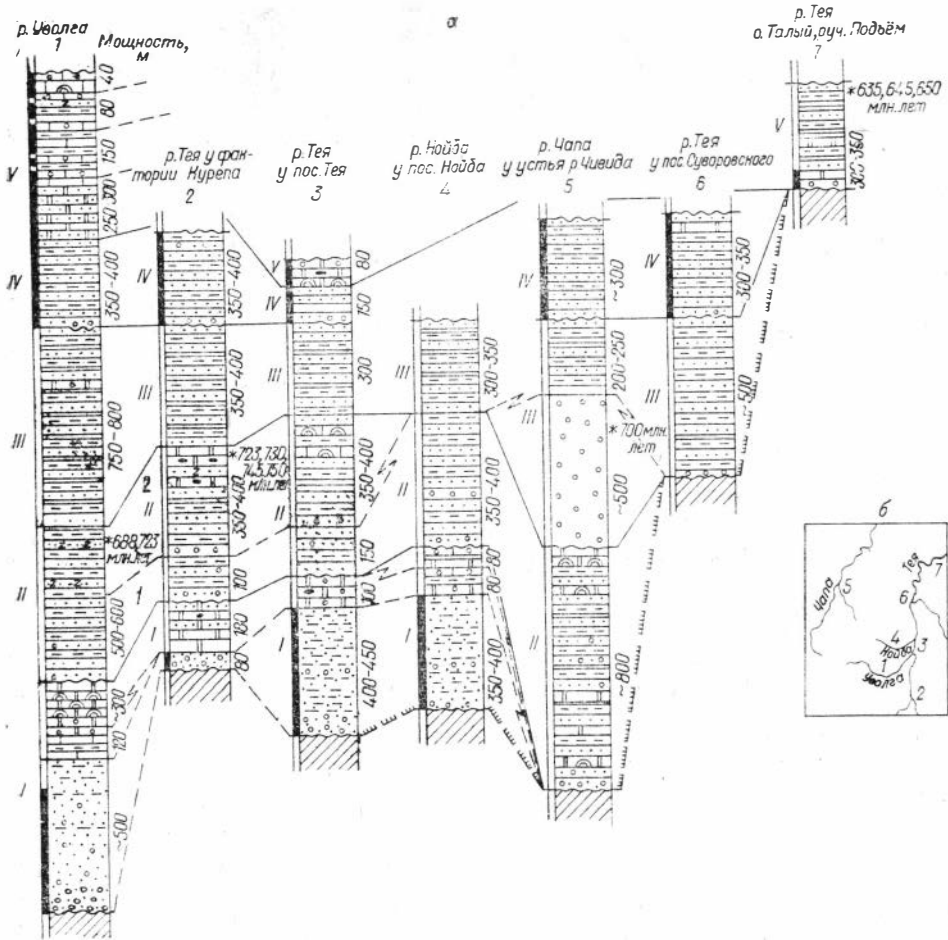


Рис. 4. Схема корреляции (а) и расположения (б) разрезов чигасанской серии северо-восточной части Енисейского края. Составлена В. А. Гавриленко и А. Д. Ножкиным с учетом данных О. А. Вотаха (1968), Р. Б. Карпинского (1962 г.), А. Я. Курилина, С. Д. Хорунова (1962), Н. С. Подгорной и А. Г. Гурьева (1962), М. А. Семихатова (1962), А. Б. Хисамутдинова (1962). Усл. обозн. см. на рис. 3.

го грабена полный разрез толщи наблюдается в береговых обнажениях р. Нойба, на участке между устьем р. Ср. Нойба и руч. Кирпичным. Стратиграфически выше красноцветных отложений нижней толщи, отделяясь задернованным участком шириной в 80—100 м, вскрываются отложения, имеющие черты известкового флиша. По составу слагающих толщу пород она подразделяется на две пачки. Нижняя представлена светло-серыми массивными доломитами, содержащими маломощные прослои известковых алевролитов и аргиллитов. В карбонатных породах этой пачки обнаружены микрофитоциты *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Vermiculites tortuosus* Reitl. Мощность пачки около 80 м. На нее налегает пачка ритмично пересланяющихся пестроцветных мелкозернистых, нередко глауконитсодержащих песчаников, аргиллитов и сероцветных полосчатых доломитов, содержащих линзы и прослои черных кремней и желваки пирита. Доломиты нередко брекчированы. В этой пачке обнаружены микрофитоциты *Vermiculites tortuosus* Reitl., *Radiosus praerimosus* Z. Zhur., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Vermiculites angularis* Reitl. и многочисленные новые формы. Мощность пачки около 80 м.

Таким образом, общая мощность терригенно-карбонатной толщи изменяется от 350—400 м в районе Уволжского грабена до 180—200 м в районе рек Тея и Нойба (см. рис. 3, 4).

Мощность всего разреза лопатинской свиты определяется в 650 (р. Тея) — 900 м (Уволжский грабен).

### Карьерная свита

Карьерная свита пользуется более широким площадным распространением в сравнении с лопатинской. Она с конгломератами в основании несогласно залегает на более древних метаморфических толщах и с заметным стратиграфическим перерывом на отложениях лопатинской свиты (см. рис. 3, 4). Лучшие ее разрезы вскрываются в верховьях р. Тея, в 1,5 км выше устья р. Нойба, в приустьевой части рч. Вандады, где она была описана Р. Б. Карпинским и Л. К. Качевским (1961) под названием вандадынской свиты, а также в приустьевой части р. Чивида (среднее течение р. Чапа). По составу и количественному соотношению слагающих свиту пород она отчетливо подразделяется на две толщи: нижнюю — кварцитовидных песчаников и верхнюю — аргиллито-песчанниковую (см. рис. 3, разрезы 1—4).

Строение нижней **толщи кварцитовидных песчаников** довольно простое. Сложена она преимущественно мелко- и среднезернистыми светло-серыми кварцитовидными песчаниками, содержащими маломощные прерывистые прослои темно-серых рассланцованных алевролитов. Песчаники местами неравномерно обогащены гравийно-галечниковым материалом, иногда вплоть до образования неясно обособленных линзующихся прослоев гравелитов и конгломератов. В основании толщи в западном крыле Уволжского грабена, в районе пос. Нойба и в среднем течении р. Мал. Гурахта наблюдается пласт переменной мощности (0,4—10 м) гравийно-галечниковых и мелкогалечниковых конгломератов. Мощность толщи изменяется от 300—350 м в районе г. Нурме (Уволжский грабен) до 80—150 м в районе фактории Курепа и пос. Тея.

В верховьях и среднем течении р. Тея выше толщи кварцитовидных песчаников с постепенными переходами залегает **аргиллито-песчанниковая толща** (см. рис. 4, разрезы 2, 3). В пределах Уволжского грабена, в верховьях рч. Большого вскрываются верхние части этой толщи, относимые ранее к немчанской (подъемской в современном понимании) свите (Ножкин, 1970; Гавриленко и др., 1971). В районе фактории Курепа толща представлена пересланцающимися пластами (0,2—2 м) светло-серых кварцевых песчаников с пакетами (0,1—13 м) часто чередующихся серых кварцевых песчаников (0,5—10 см), зеленовато-серых алевролитов (0,5—2 см) и темно-серых аргиллитов (доли сантиметров — 2 м). В верхней части толщи появляется несколько пластов (0,25—2,2 м) светло-серых брекчированных доломитов, содержащих местами гнезда и линзы пирита и кремней. Песчаники верхней части толщи содержат большое количество аутигенного глауконита.

Восточнее описанного разреза, в районе пос. Тея и приустьевой части р. Енашино общий объем аргиллитовых прослоев в толще и их мощность увеличивается, глауконит исчезает, на нескольких уровнях среди аргиллитов появляются горизонты (мощность 0,1—1,8 м) водорослевых доломитов, линзовидные обособления сидерита (3—5 см), а среди песчаников — прослои (0,2—0,5 м) кварцевых, хорошо отсортированных гравелитов. В карбонатных породах этой части разреза толщи определены строматолиты *Conophyton cylindricus var. noibicus* (Kir.) Jacutophyton Shenfil (Якшин, 1970).

Наиболее полный разрез свиты, являющийся ее стратотипом, вскрывается р. Чапа в приустьевой части р. Чивида (см. рис. 4, разрез 5).



В отличие от тейских разрезов свиты здесь не наблюдается такого четкого разделения на две толщи (кварцитовидных песчаников и аргиллито-песчанниковую), отсутствуют горизонты глауконитовых песчаников, конкреции сидерита, кремней, уже в нижних частях свиты появляются прослои строматолитов доломитов.

Обобщенный разрез свиты, вскрываемый р. Чапа в 3,5 км выше устья р. Чвида, представляется в следующем виде:

	Мощность, м
1. Песчаники кварцевые грубопервнозернистые, массивные, розово-серые, с прослоями и линзами гравелитов, чередующиеся через 0,5—1,5 м с редкими маломощными прослоями темно-, зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов; в верхней части наблюдаются редкие маломощные прослои брекчированных доломитов	35—40
2. Частое чередование зеленовато-серых и шоколадных аргиллитов (0,2—1,8 м) и розово-серых строматолитовых доломитов (0,1—5 м) с постройками типа <i>Conophyton cylindricus</i> Masl. (Карпинский, Карпинская, 1969) Редкие прослои зеленовато-серых кварц-полевошпатовых песчаников (0,1—0,2 м)	45—50
3. Песчаники кварцевые неравнозернистые, нередко гравелитистые, пересланяющиеся с маломощными прослоями темно-серых аргиллитов и алевролитов. В верхней части пачки — пакеты частого чередования серых кварцевых песчаников и пестроцветных алевролитов и аргиллитов. Через 0,5—3 м разреза следуют маломощные (3—15 см) прослои темно-серых брекчированных доломитов	200
4. Песчаники кварцевые зеленовато-серые неравнозернистые в нижней части с прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов, пересланяющихся с прослоями (0,1—0,8 м) алевролитов и аргиллитов, следующими через 0,4—1,5 м разреза	~ 340
5. Доломиты серые строматолитовые, в нижней части пачки содержащие прослои серых кварцевых песчаников и зеленовато-серых алевролитов, а в верхней — горизонты пестроцветных алевролитов и аргиллитов	140

Общая видимая мощность карьерной свиты в этом разрезе составляет 770 м.

### Суктальминская свита

Непрерывные выходы суктальминской свиты в виде полосы шириной от 300 м до 4,5 км прослеживаются от приустьевой части р. Курепа до верховьев р. Ниж. Ведуга на расстояние около 60 км (см. рис. 2). Довольно широко распространены отложения свиты в бассейне рек Тея, Чапа и верховьях р. Вороговка. В районе Уволжского грабена, среднего и верхнего течения р. Тея суктальминская свита перекрывает нижележащие отложения карьерной и лопатинской свит, имея соответственно мощность 750—800, 450—500, 350—400 м. В 1,5 км ниже устья р. Енашино она с разрывом и конгломератами в основании (мощность 1,5—2 м) ложится непосредственно на образования сухопитской серии. Мощность ее здесь не более 450—500 м. На остальной территории северо-восточной части Енисейского кряжа суктальминская свита залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на различных свитах докембрия и гранитоидах (Семихатов, 1962). В бассейне р. Уволга, в верхнем и среднем течении р. Тея свита сложена довольно выдержанной по составу и строению толщей сероцветных отложений, имеющих флишеподобный характер стратификации. По р. Тея эта свита хорошо обнажена против пос. Тея, где она представлена флишеобразно пересланяющимися пластами серых мелкозернистых полимиктовых известковистых песчаников (2—9 м) и пакетами в 2—8 м (в верхней части до 25—30 м) тонкого чередования тоже известковистых голубовато-серых песчаников, зеленовато-серых алевролитов и листоватых аргиллитов, образующих простые ритмы. Общая мощность 400—450 м (Григорьев, 1956; Семихатов, 1962). В Уволжском грабене (левый борт р. Уволга,

напротив пос. Уволга) суктальминская свита имеет мощность около 700—800 м, причем строение ее во всех сколько-нибудь полных разрезах (Лев. и Прав. Уволга, верховья руч. Бол. Итуй и др.) совершенно аналогично тейским. Поэтому мы не можем согласиться с мнением М. А. Семихатова (1962) об отсутствии в ее составе на р. Уволга мощных пластов песчаников. Толща сложена здесь также пластами голубовато- или зеленовато-серых полимиктовых песчаников мощностью 1,2—10 м, чередующихся с пакетами (1,5—8 до 30 м) ритмично переслаивающихся зеленовато-серых песчаников, алевролитов и темно-серых аргиллитов. В среднем течении р. Уволга в составе отдельных ритмов появляются брекчированные со следами оползания известково-доломитовые породы и мергели (0,3—0,7 м), отсутствующие в разрезе толщи у пос. Тея. Характерно, что в нижних частях толщи (р. Прав. Уволга, руч. Мал. Итуй) в составе отдельных ритмов преобладают песчаники, а в ее верхних горизонтах (р. Лев. Уволга, среднее течение р. Уволга) алевролиты и особенно аргиллиты.

Севернее р. Тея состав суктальминской свиты претерпевает существенные изменения, которые сводятся к тому, что нижняя часть флишеобразной толщи замещается своеобразными конгломератами, широко известными в литературе как тиллиты, граувакки, валунно-галечниковые аргиллиты и др. (Горайнова и др., 1954; Григорьев, Семихатов, 1958; Кренделев, Журавлев, 1964; Лунгерсгаузен, 1957; Николаев, 1930; Подгорная, Гурьев, 1960; Чураков, 1933), среди которых распространены продукты вулканизма базальт — трахибазальтовой ассоциации (Миронов, Ножкин, 1972). Первые выходы тиллитоподобных валунно-галечных конгломератов мощностью около 20—25 м наблюдаются в основании четырехсотметровой флишеидной толщи по руч. Сухому (левый приток р. Тея). Валунны и гальки представлены здесь гранитами и доломитами цементированными слюдисто-песчанистыми алевролитами и аргиллитами.

Северо-восточнее, у устья р. Чивида, мощность конгломератов достигает 500 м (Семихатов, 1962). Они залегают здесь на карьерной свите и перекрываются флишеидной пачкой, имеющей мощность около 200 м. В верхнем течении р. Вороговка тиллитоподобные породы почти целиком слагают суктальминскую свиту, а песчаники и аргиллиты образуют в них лишь отдельные горизонты. В составе обломков резко преобладают карбонатные породы, подчиненное значение имеют кварциты, метаморфические сланцы, гнейсы и гранитоиды.

Продукты основного вулканизма повышенной щелочности наиболее широко распространены в бассейне р. Захребетной и в районе излучины р. Вороговка (руч. Листвяжный и р. Лиственная). В бассейне р. Захребетной выше кварцитовидных песчаников карьерной свиты, залегающих несогласно на вулканогенно-осадочных образованиях тунгускской серии, наблюдается эффузивно-пирокластические породы в составе двух пачек, развитых в центральной части Верхневороговской грабен-синклинали.

Нижняя пачка (мощность 750—800 м) сложена преимущественно туфами основного состава, туфопесчаниками, туфосланцами и тиллитоподобными породами с горизонтами базальтовых порфиритов. Тиллитоподобные образования составляют не менее 80% разреза. Верхняя пачка образована покровами и потоками базальтовых, андезито-базальтовых, трахибазальтовых порфиритов и их туфов и вмещает интрузии габбро и сиенитов (Ножкин 1972; Миронов, Ножкин, 1972). Мощность пачки точно не установлена (видимо, не менее 300—400 м). По всем признакам устанавливается, что в данном случае мы наблюдаем остатки крупного палеостратовулкана.

Аналогичные образования установлены и в обрамлении Верхневороговской структуры. В правом борту руч. Листвяжного, в неболь-

шом тектоническом блоке выше кварцитовидных песчаников обнажаются флишондные отложения суктальминской свиты, сменяющиеся вулканогенными и тиллитоподобными образованиями. Важно, что здесь можно наблюдать постепенные переходы от голубовато-серых оселковых песчаников с прослоями темно-серых алевролитов и аргиллитов к пепельно-серым туфопесчаникам и туфосланцам, затем к галечным туфосланцам и валунно-галечным тиллитоподобным породам.

В нижней части разреза на границе с флишем появление туфогенной примеси фиксируется по наличию в алевролитах и глинистых сланцах полевого шпата, обломков порфиринов, а также продуктов разложения пепловых частиц. В наиболее распространенных туфопесчаниках и туфосланцах содержане пирокластического материала обычно составляет 50—60%. Последний в значительном количестве присутствует в тиллитоподобных породах, особенно в цементе. Основные горизонты вулканитов мощность от 5 до 30 м среди тиллитоподобных пород представлены чередованием пепельно-, зеленовато-серых и вишневых шальштейновых туфов и туфосланцев с редкими буднированными покровами трахибазальтовых порфиринов. В поле распространения всех этих пород установлены две трубки взрыва, выполненные туфобрекчией, и дайки диабазовых порфиринов.

Туфы и эффузивы известны не только в нижней части толщи грубообломочных пород (р. Захребетная, руч. Листвяжный), но и в средней (р. Лиственная) и верхней (р. Вороговка, 3—5 км ниже устья р. Лиственной). В целом вулканогенные породы составляют не менее 15—20% ее объема. Преимущественно распространены лито- и витрокристаллокластические туфы андезито-базальтовых, гналобазальтовых и трахибазальтовых порфиринов, образующих горизонты мощностью в 2—3 до 35 м, чередующиеся с мелкообломочными туффитами и телами эффузивных пород аналогичного состава. Отношение пирокластического материала к эффузивному примерно 10:1. Установлено несколько предполагаемых центров извержения (помимо палеовулкана р. Захребетная) — в среднем течении руч. Листвяжного и на правом берегу р. Вороговка, в районе устья р. Лиственной.

Таким образом, накопления суктальминской свиты весьма изменчивы по латерали. На юге это типичные флишондные отложения, севернее — флишонды с конгломератами и далее на север валунно-галечные образования с продуктами основного базальт-трахибазальтового вулканизма.

## Суворовская свита

Стратиграфически выше отложений суктальминской свиты залегают довольно просто построенная толща красноцветных терригенных образований, выделенных из состава немчанской свиты под названием суворовской. Выходы отложений этой свиты известны в районе Уволжского грабена, в верхнем и среднем течении р. Тея, в среднем течении р. Чапа (левобережная часть р. Суктальма). Характер взаимоотношения свиты с подстилающими отложениями чингисанской серии различный. На одних участках она ложится с некоторым перерывом, о чем свидетельствует наличие в основании грубозернистых песчаников, а местами и конгломератов (верховья р. Уволга); на других устанавливаются постепенные переходы (среднее течение р. Уволга, верхнее течение р. Тея).

В пределах Уволжского грабена отложения суворовской свиты сохранились в осевой, наиболее опущенной его части, выполняя ряд мелких брахисинклинальных структур (см. рис. 2). Сложена она красноцвет-

ными, преимущественно мелкозернистыми песчаниками, содержащими прослойки густо-вишнево-красных известковистых алевролитов и аргиллитов. Роль последних к верхним частям свиты возрастает. В верховьях р. Уволга на крыльях брахисинклинали разрез свиты начинается горизонтом мелко-среднегалечниковых конгломератов мощностью не менее 2—2,5 м, сменяющихся по вертикали мелкозернистыми песчаниками. Мощность свиты 250—300 м.

На юго-восточном продолжении Уволжского грабена, в районе фактории Курепа, разрез суворовской свиты (мощностью 350—400 м) представлен вишнево-красными мелкозернистыми песчаниками, аналогичными уволжским разрезам. Базальные горизонты свиты в интервале 18—25 м обогащены крупным гравийным материалом кварцевого и полевошпата-кварцевого состава вплоть до образования невыдержанных горизонтов гравийных конгломератов. В верхней части свиты обособляется пачка мощностью около 80—120 м, в которой доминируют алевролиты и песчаные аргиллиты (приустьевая часть руч. Каменного, левый борт р. Тея). В нижних частях пачки наблюдается переслаивание грубозернистых кварцевых песчаников или гравелитов (0,05—0,5 м), мелкозернистых песчаников (0,05—0,80 м) и алевролитов (0,1—1,2 м). Вверх по разрезу грубообломочные образования постепенно замещаются мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, в верхней части пачки преобладают алевролиты и песчаные аргиллиты.

Восточнее Уволжского грабена, в районе пос. Ново-Михайловского, разрез свиты также представлен толщей красноцветных песчаников, имеющей строение примерно аналогичное описанному выше и мощность около 120—150 м. Базальные горизонты свиты не наблюдались, но по данным М. А. Семихатова (1962), они вскрываются по р. Дюбкош в пределах поселка, где подстилаются флишондами суктальминской свиты. В районе пос. Суворовского в береговых обнажениях р. Тея и в левобережной части р. Суктальма вскрываются верхние горизонты свиты, состав и строение которых свидетельствуют о постепенном переходе суворовской свиты в вышележащую подьемскую. Красноцветные песчаники здесь в значительной мере замещены доломитистыми алевролитами и светло-вишневыми доломитами мощностью от нескольких до 40—70 м, следующими в разрезе через 3—5 см — 1,5—5 м. Песчаники на 25—30 м разреза обогащены плоскими палочковидными в сечении обломками доломитов, как правило, располагающимися своей длинной стороной параллельно плоскостям напластования с образованием типичных пудинговых текстур. Характерно, что в нижних частях разреза размер обломков достигает  $18 \times 12 \times 1,5$ —2 см при насыщенности до 60—80% от объема породы, уменьшаясь к кровле пачки до размеров, едва уловимых микроскопически. Несомненно мы имеем дело с типичными текстурами растрескивания или взламывания, свидетельствующими о весьма мелководных условиях образования осадка (Ботвинкина, 1962, 1965). На р. Чапа ниже устья р. Чивида мощность свиты составляет 250 м (Хоментовский и др., 1972). Далее на восток к приплатформенным районам Енисейского края отложения суворовской свиты неизвестны.

### Подьемская свита

Завершает разрез чингасанской серии красноцветная терригенно-карбонатная толща, известная под названием подьемской свиты.

В бассейне р. Уволга, у пос. Ново-Михайловского отложения свиты без видимого несогласия перекрывают песчаники суворовской свиты. Напротив пос. Суворовского, в приустьевой части р. Суктальма наблю-

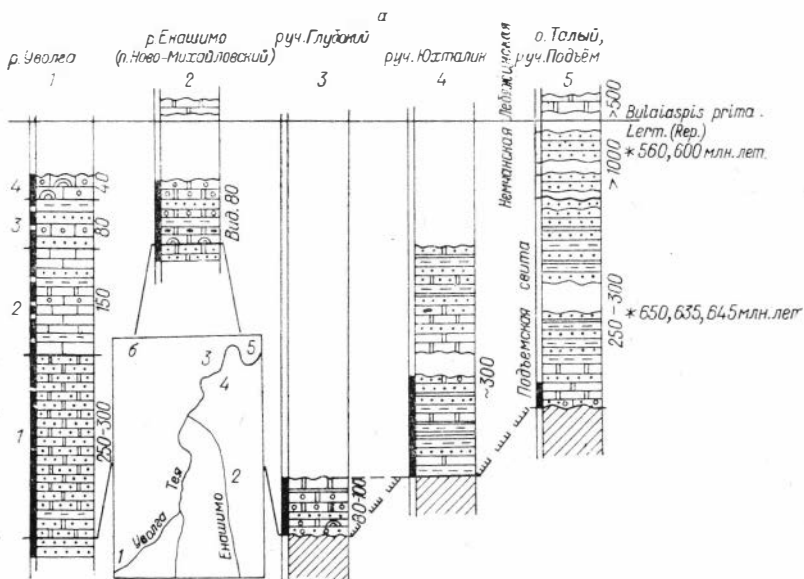


Рис. 5. Разрезы подъемной свиты (а) северо-восточной части Енисейского кряжа и их расположение (б). Составлены В. А. Гавриленко и А. Д. Ножкиным. Усл. обозн. см. на рис. 3.

даются постепенные переходы от суворовской к подъемной и, наконец, в приустьевой части ручьев Глубокого, Таежного и у о. Талого на р. Тея отложения свиты с угловым несогласием и конгломератами в основании залегают на различных горизонтах сухопутитской серии (рис. 5, разрезы 1—5).

Наиболее полный разрез свиты представлен в среднем течении р. Уволга (см. рис. 3, разрезы 5—6). На красноцветных песчаниках здесь залегают вишнево-красные и розовые полосчатые доломиты мощностью не менее 250—300 м, в верхних частях разреза с редкими прослоями доломитистых известняков, а в нижних — алевролитов. Стратиграфически выше доломитов лежит вторая пачка переслаивающихся пестроцветных глинисто-алевритистых известняков и алевролитов, содержащая в верхней своей части горизонты вишнево-красных мелкозернистых песчаников. В 400 м выше устья руч. Лопатинского, в левом борту р. Уволга вскрываются нижние горизонты пачки:

	Мощность, м
1. Известняки доломитистые розово-серые, афанитовые, с редкими прослоями зеленоватых алевролитов . . . . .	60
2. Алевролиты кремевые, тонкослонистые, известковистые, содержащие прослой вишнево-красных известняков . . . . .	25
3. Известняки глинисто-алевритистые, мелкозернистые с прослоями онколлитовых . . . . .	7
4. Известняки доломитистые светло-серые тонкослонистые . . . . .	10,5
5. Чередование мелкозернистых светло-вишневых, кремнево-серых массивных песчаников (1,5—3,2 м) и зеленовато-серых алевролитов (0,3—1,8 м) . . . . .	23
6. Известняки глинисто-алевритистые, вишневые, косослонистые . . . . .	30

Общая мощность пачки около 160 м.

Выше разрез наращивается третьей пачкой, имеющей флишеподобный характер переслаивания. Особенностью ее является широкое развитие фитогенных известняков и значительная примесь аутигенного

глауконита в отдельных прослоях. В береговых обнажениях р. Уволга. в 1 км ниже одноименного поселка в составе пачки вскрываются:

	Мощность, м
1. Песчаники вишнево-красные мелкозернистые косослонстые . . . . .	10
2. Известняки доломитистые, глинисто-алевроитистые, онколитовые, местами глауконитсодержащие . . . . .	12
3. Чередование зеленовато- и буровато-серых косослонстых песчаников, зеленовато-серых глауконитсодержащих алевролитов и вишневых онколитовых известняков. Мощность прослоев песчаников варьирует в пределах 1—2,5 см, алевролитов — от долей сантиметра до 0,5 м, известняков — от первых сантиметров до 2 м, причем вверх по разрезу мощность известняков увеличивается, а обломочных пород — уменьшается . . . . .	50

Еще выше обособляется четвертая гачка мощностью около 240 м, представленная пестроцветными онколитовыми и строматолитовыми известняками, сменяющимися кварцевыми песчаниками.

В рассмотренных разрезах во второй, третьей и четвертой пачках обнаружены многочисленные микрофитолиты, список которых приведен ниже.

Общая мощность свиты здесь достигает 750—800 м.

Состав подъемской свиты и ее мощность изменяются. Так, северо-восточнее описанного разреза в районе руч. Большого свита сложена розовато-серыми доломитами, содержащими маломощные прослои светло-серых известняков, пестроцветных известковистых мергелей и сиреневых песчаников. Еще северо-восточнее, в осевой части Северо-Уволжской брахисинклинали, она представлена чередованием довольно мощных пластов (5—8 м) розово-серых массивных известняков, мергелей (0,8—2,5 м) и буровато-серых песчаников (0,3—0,8 м). Мощность в этих разрезах не превышает 180—200 м.

В районе пос. Ново-Михайловского разрез свиты начинается маркирующим горизонтом блекло-вишневых песчаных доломитов мощностью 2,5—3 м с крупными биостромами строматолитов типа *Stratifera Kog*, залегающим прямо на светло-сиреневых или вишневых песчаниках суворовской свиты. Маркирующий горизонт прослежен нами по простиранию от приустьевой части руч. Пьяного до р. Дюбкош и далее на расстоянии около 18 км. Выше обособляется пачка пересланяющихся известняков, часто онколитовых доломитов, доломитистых алевролитов и аргиллитов; редко в разрезе встречаются пласты (1,5—3 м) густо-вишневых мелкозернистых песчаников. В нижней части этой пачки выделяется горизонт доломитов, содержащих крупные желваки сургучно-красных кремней. В основании толщи в доломитах определяются микрофитолиты *Asterosphaeroides emendatus* Jaksh., *Osagia nersinica* Jaksh., *O. tenuilamellata* Reil., *Voivatella zonalis*, *V. vadosa*, *Vesicularites botridioformis*, *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. и новые формы групп *Osagia*, *Asterosphaeroides*, *Radiosus*, *Volvatella*. В средней и верхней частях ее наряду с перечисленными встречены *Osagia globulosa* Kogol.

Далее на восток, к приплатформенным районам Енисейского края, карбонатно-терригенные отложения подъемской свиты известны лишь в приустьевых частях ручьев Таежного, Юхталик, Глубокого, Подъем, в районе «Большой излучины», и в 1,5 км выше южной оконечности о. Талого.

Базальные горизонты подъемской свиты вскрываются в приустьевой части руч. Глубокого (см. рис. 5, разрез 3). На сланцах и кварцитах сухопитской серни с угловым и стратиграфическим несогласием залегают:

1. Конгломераты крупно-среднегалечниковые вишнево-бурые, плохо отсортированные, к кровле пласта переходящие в гравелиты . . . . .	0,8—2,5
2. Песчаники разнозернистые вишнево-красные, содержащие отдельные невыдержанные горизонты гравелитов и редкие прослои доломитистых алевролитов и аргиллитов . . . . .	2,5
3. Доломиты вишнево-красные, песчанистые, онколитовые, содержащие мелкие желваковые строматолиты и редкие прослои доломитистых песчаников и аргиллитов. В доломитах пачки определены <i>Vermiculites tortuosus</i> , <i>Asterosphaeroïdes emendatus</i> Jaksh., <i>Osagia argillosa</i> Milst. и новые формы группы <i>Volvatella</i> . . . . .	8
4. Песчаники мелко- и среднезернистые розовато-серые доломитистые, в нижней части с прослоями кварцевых гравелитов, а в верхней с маломощными горизонтами песчанистых доломитов . . . . .	17,5
5. Конгломераты средне- и мелкогалечниковые блекло-вишневые с редкими прослоями мелкозернистых песчаников . . . . .	8
6. Доломиты вишневые песчанистые, в нижней части онколитовые с микрофитолитами <i>Glebosites gentilis</i> Z. Zhur., <i>Osagia argillosa</i> Milst., <i>Volvatella vadosa</i> Z., в верхней части с прослоями густо-вишневых аргиллитов . . . . .	40—45

Верхние части подъемской свиты, уничтоженные в рассмотренном разрезе современной эрозией, вскрываются в 800 м ниже устья руч. Юх-талик, где они по тектоническим нарушениям приведены в соприкосновение со сланцами сухопитской серии:

1. Чередование красноцветных алевролитов (от 2—3 до 15 мм) и аргиллитов (2—3 мм), содержащих в верхней части редкие прослои (3—5 см) вишнево-красных песчаников, а в нижней — полосчатых светло-вишневых доломитов (3—12 см). Роль последних вверх по разрезу, а также мощность отдельных прослоев возрастает (до 2,5—3 м) . . . . .	105
2. Песчаники пестроцветные слабо сцементированные с прослоями (1,5—3 см) вишнево-красных аргиллитов и песчанистых доломитов (15—30 см), содержащих микрофитолиты <i>Volvatella vadosa</i> Z. Zhur. и <i>Glebosites gentilis</i> Z. Zhur. Песчаники иногда послойно обогащены обломками вишневых доломитов . . . . .	38
3. Доломиты светло-серые песчанистые, в нижней части пачки брекчированные, содержащие маломощные прослои алевролитов (до 3 см) и аргиллитов (до 10 см). В верхней части пласты (1,5 м) кварцевых песчаников. Для пачки характерно развитие большого количества разнонаправленных стилолитовых швов. . . . .	88
4. Ритмичное чередование светло-серых неравнозернистых, иногда доломитистых кварцевых песчаников (10—15 см до 4 м) с пакетами частого переслаивания таких же песчаников (1,5—3 см), зеленовато-серых алевролитов (0,5—2 см), темно-серых аргиллитов (от долей миллиметра до 1,5 см) и светло-серых песчанистых доломитов (0,02—1,8 м) . . . . .	75

Аналогичные разрезы подъемской свиты вскрываются р. Тея в районе «Большой излучины», у о. Талого, р. Чапа, ниже устья р. Чивида, в нижнем течении руч. Таежного, а также в среднем течении руч. Углового. Ниже устья р. Чивида светло-серые доломиты с прослоями кварцевых песчаников (мощность 250 м) согласно залегают на красноцветных песчаниках суворовской свиты и перекрываются красноцветной терригенной толщей немчанской свиты.

Общая вычисленная мощность подъемской свиты в этих разрезах изменяется от 200 до 350—400 м.

### Немчанская свита

Стратиграфически выше отложений подъемской свиты залегает мощная толща красноцветных терригенных отложений, рассматриваемая ранее в составе немчанской свиты (Семихатов, 1962) и выделенная позднее под названием свиты Талых островов (Вотах, 1968). Геологами КГУ, ВСЕГЕИ, а также нами (Гавриленко, 1972) за этой толщей сохранено название немчанская свита. Имеются и другие

представления по стратиграфии самых верхних подразделений докембрия. Ю. К. Советов и Е. П. Бутаков (1970) красноцветную толщу разделили на угловскую и таежнинскую свиты. Позже Ю. К. Советов (1974) эти свиты вместе с нижележащими подъемской и суворовской объединил в немчанскую серию. В. В. Хоментовский с соавторами (1972) немчанскую свиту описал почти в прежнем объеме (Семихатов, 1962) за исключением самой верхней с конгломератами пачки (угловской свиты), которую они называют островной свитой.

Немчанская свита распространена в бассейне нижнего течения рек Тея и Чапа, а также в районе р. Бол. Лебяжья. Нижние горизонты свиты, представленные красноцветными полимиктовыми песчаниками мощностью около 200 м, обнажаются на р. Тея по руч. Веселому, где они согласно залегают на доломитах подъемской свиты (Вотах, 1968). Полный разрез свиты обнажается ниже по р. Тея у руч. Подъем и о. Талого. Здесь выше светло-серых доломитов и кварцевых песчаников, по данным В. В. Хоментовского и др. (1972), залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Алевролиты и аргиллиты, темно-вишнево-красные, иногда доломитистые	250—300
2. Песчаники вишнево-красные, мелко- и среднезернистые, полимиктовые, массивно-плитчатые (1—2 м) с включениями уплощенной гальки лиловых аргиллитов	550—600
3. Песчаники вишнево-красные, разнозернистые с «плавающей» галькой кварца	100—150
4. Конгломераты красноцветные, с существенно кварцевой галькой	60—70
5. Песчаники красноцветные, кварцевые, с отдельными горизонтами доломитов	500—550
6. Доломиты серые, массивные, иногда засоленные. Из этой пачки определены микрофитоциты <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur., <i>Volvatela vadosa</i> Z. Zhur. (определение Н. В. Харитоновой)	200
Суммарная мощность 1600—1800 м.	

Стратиграфически выше наблюдаются доломиты лебяжинской свиты, в которых В. Н. Григорьевым (Григорьев, Репина, 1956) впервые были найдены трилобиты толбачанского горизонта нижнего кембрия.

Аналогичный, но более мощный (2100 м) разрез немчанской свиты обнажается по р. Чапа, ниже устья р. Чивида. Выше доломитов лежит пачка коричнево-красных алевролитов с прослоями песчаников мощностью около 350 м, затем мощная (800—850 м) пачка песчаников, сверху с «плавающей» галькой кварца и кварцитов. Песчаники перекрываются красноцветными мелко- и среднегалечными конгломератами и гравелитами (мощность 200 м), а потом песчаниками (мощность около 650 м). Песчаники в верхней части разреза тонкозернистые, с прослоями доломитов и алевролитов. Завершает разрез пачка доломитов мощностью 50 м.

В бассейне р. Бол. Лебяжья немчанская свита с базальной пачкой мощностью 150—200 м красноцветных конгломераторов, гравелитов и песчаников залегает на удерейских сланцах. Стратиграфически выше наблюдается пачка алевролитов с прослоями доломитов и песчаников (мощность около 200—300 м), а затем мощная (1—1,5 км) толща красноцветных песчаников (Семихатов, 1962). По-видимому, две нижние пачки соответствуют суворовской и подъемской свитам более южных разрезов.

### ВОЗРАСТ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОБЪЕМ ЧИНГАСАНСКОЙ СЕРИИ

Вопрос о возрасте отложенных вышерассмотренных свит до сих пор является предметом дискуссии. Вначале эти породы объединяли в составе чингасанской серии (Кириченко, 1956), расчленяя на три свиты:



лопатинскую, чивидинскую и немчанскую, и относили к нижнему кембрию (Семихатов, 1962), а затем к венду (Решения Новосибирского стратиграфического совещания, 1962). В настоящее время большинство исследователей единодушно считают возраст комплекса верхнерифейско-вендским (Гавриленко и др., 1971; Гавриленко, 1972; Келлер, Семихатов, 1968; Постельников, 1971, 1973; Советов, Бутаков, 1970; Хоментовский и др., 1972), но стратиграфический объем чингасанской серии понимают по-разному.

Одни верхнюю границу серии проводят по кровле флишонной толщи (Вотах, 1968; Ицков, 1970; Советов, Бутаков, 1970) другие включают в нее отложения подъемской и суворовской свит (Гавриленко, 1972; Гавриленко и др., 1971) или большей части разреза немчанской свиты (Хоментовский и др., 1972). Граница между рифеем и вендом проводится внутри комплекса, но на различных стратиграфических уровнях. Между тем имеющиеся в настоящее время историко-геологические, радиологические и палеонтологические данные в совокупности достаточно надежно определяют возрастные границы чингасанской серии и отложений, ее перекрывающих.

Исходя из общегеологических соображений, весь сложный комплекс осадочных образований района отчетливо подразделяется на две крупные, примерно равные по мощности части, различающиеся строением и условиями образования, и состоящие из отложений двух крупных циклов (Постельников, 1971; Гавриленко, 1972) нижнего — трансгрессивно-регрессивного — в составе лопатинской, карьерной, суктальминской, суворовской и подъемской свит и верхнего — регрессивного — в составе немчанской свиты. Нижний цикл состоит из четырех крупных осадочных ритмов, начинающихся грубообломочными отложениями (базальные горизонты лопатинской, карьерной, суктальминской и суворовской свит), а заканчивающихся карбонатными или глинисто-карбонатными отложениями. Каждый из названных ритмов имеет сложное, в общих чертах схожее полиритмическое строение. Верхний регрессивный цикл (немчанская свита) в нижней своей части сложен алевролитами и песчаниками — типично прибрежно-морскими мелководными отложениями, вверх по разрезу сменяющимися конгломератами, гравелитами — и разнозернистыми песчаниками — континентальными образованиями (Ицков, 1970).

В нашем распоряжении имеются цифры абсолютного возраста глауконитов, отобранных с различных стратиграфических уровней и результаты определения микрофитоцитов, обнаруженных в отложениях комплекса в бассейнах рек Уволга, Тея, Чапа, Талая, Нойба.

В соответствии с представлениями А. П. Виноградова, А. И. Тугаринова (1970), М. А. Гаррис и др. (1964), М. А. Семихатова (1972) граница среднего и верхнего рифея принята нами совпадающей с изохроной  $950 \pm 50$  млн. лет, а верхнего рифея и венда — с изохроной  $675 \pm 20$  млн. лет. Нижняя возрастная граница комплекса определяется абсолютным возрастом  $850 \pm 50$  млн. лет, полученным для гранитов посольно-ангарского комплекса, перекрывающихся с разрывом базальными горизонтами лопатинской свиты (Волобуев и др., 1964).

Возраст глауконитов из верхней части карьерной свиты равен  $688 \pm 34$ ;  $723 \pm 22$ ; 730, 747, 750, 756, 760, 770, 810, 815 млн. лет (среднее по 10 определениям — 760 млн. лет) (Вотах, 1968; Гавриленко и др., 1971; Гаррис и др., 1964; Ицков, 1970; Казаков и др., 1966; Хоментовский и др. 1972), а флишонных отложений суктальминской — 700 млн. лет (Мусатов, 1966). Возраст глауконита из суворовской свиты 661 и 688 млн. лет (Старичкий и др., 1970). Для верхней части подъемской свиты установлен абсолютный возраст 635, 645, 650 млн. лет (Мусатов, 1966; Советов, Бутаков, 1970). Отложения перекрывающей немчанской свиты имеют абсолютный возраст 560, 600 и 635 млн. лет (Ицков, 1970;

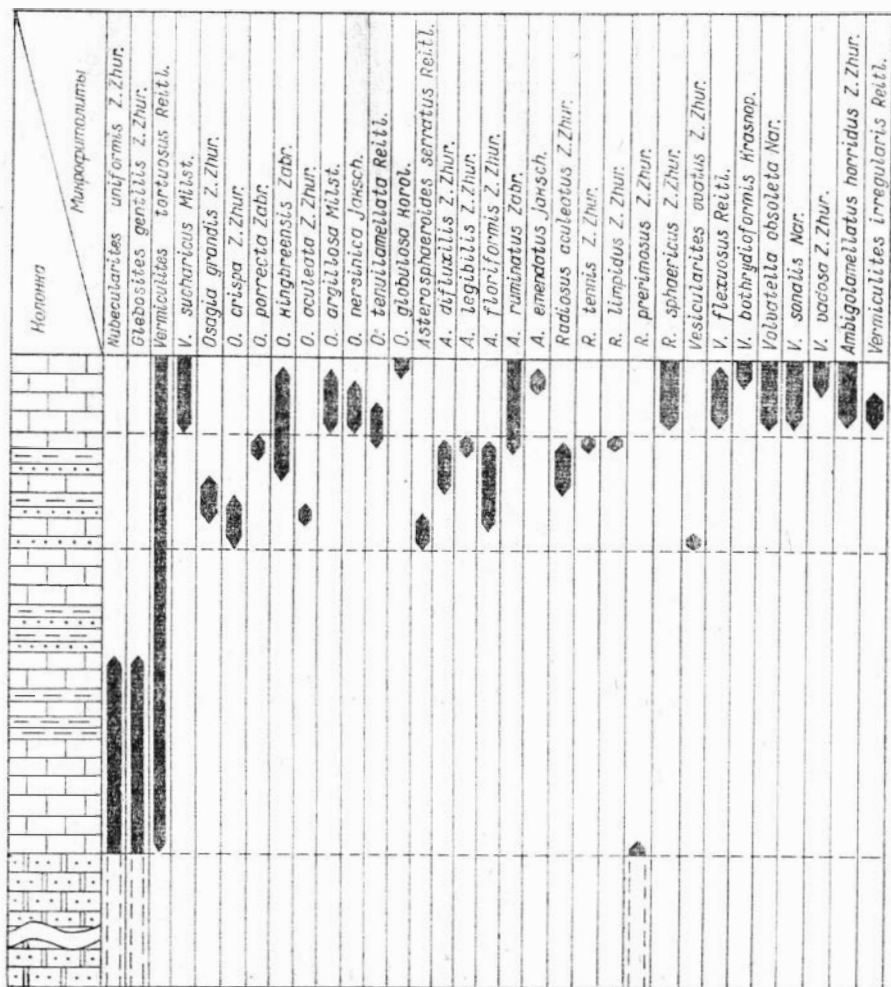


Рис. 6. Распределение микрофитолигов в разрезе отложений подъемской свиты.

Карпинский и др., 1973, Келлер, Семихатов, 1968). Исходя из изложенного, логично отложения с абсолютным возрастом 850—650 млн. лет, объединяющие лопатинскую карберную, сукталминскую, суворовскую и подъемскую свиты, обособить в составе чингасанской серии верхнерифейского возраста, выделив немчанскую свиту (серию). Положение последней между лебяжинской свитой с *Bulaiaspis prima* Lerm. (Per.) и верхнерифейской чингасанской серией делает возможным отнесение ее к вендскому комплексу. Сделанные выводы подтверждаются и палеонтологическими материалами. В отложениях чингасанской серии района нами выделяется 4 комплекса микрофитолигов, характерных для стратиграфических уровней серии, последовательно сменяющихся в разрезе (рис. 6).\*

Первый (нижний) из них содержится в сероцветных доломитах лопатинской свиты. Характеризуется он присутствием *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Vermiculites angularis*

\* Позже Е. П. Бутаковым и др. (1975) были изложены представления по проблеме расчленения верхнего докембрия и выделения венда, не нашедшие отражения в настоящей работе.

Reitl., *Radiosus praerimosus* Z. Z., указывающих на верхнерифейский возраст отложений.

Второй комплекс (глинисто-алевритистые известняки второй пачки подъемской свиты) довольно четко отличается от первого. В нем совершенно исчезают формы, содержащиеся в лопатинской свите, исключая *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Z., и появляются *Vermiculites tortuosus* Reitl. и новые формы группы *Vermiculites*.

В третьем комплексе, обособляющемся в третьей пачке подъемской свиты, в массовом количестве представлены *Osagia grandis* Z. Zhur., *O. crispa* Z. Zhur., *O. porrecta* Zabr., *O. kingbreensis* Zabr., *O. aculeata* Z. Zhur., *Asterosphaeroides serratus* Reitl., *A. difluxilis* Z. Zhur., *A. legibilis* Z. Zhur., *A. floriformis* Z. Zhur., *A. ruminatus* Zabr., *Radiosus aculeatus* Z. Z., *R. tenuis* Z. Z., *R. limpidus* Z. Z., *Vesicularites ovatus* Z. Z.

Состав четвертого комплекса (четвертая пачка подъемской свиты) наиболее разнообразен. Наряду с верхнерифейскими формами *Osagia kingbreensis*, *O. tenuilamellata* Reitl., *O. nersinika* Jaksh., *O. argillosa* Milst., *Radiosus sphaericus* Z. Zhur., *Asterosphaeroides ruminatus*, *Glebosites gullatus* Jaksh., *Vesicularites flexuosus* Reitl., здесь широко представлены *Volvatella obsoleta* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *V. zonalis* Nar., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. sucharicus* Milst., *V. irregularis* Reitl., *Vesicularites bothrydioformis* Krasnop., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Osagia globulosa* Kogol., ранее считавшиеся типичными для юдомских (вендских) отложений, а также новые формы групп *Volvatella* и *Ambigolamellatus*.

Сравнивая выделенные комплексы микрофитолитов с подобными комплексами других районов, нетрудно заметить, что первый, второй и третий комплексы Енисейского кряжа содержат многочисленные формы, характерные для третьего комплекса, по З. А. Журавлевой (1964), ченчинского комплекса, по М. С. Якину (1970), нижнекаратавских, нижне- и верхнеминьярских слоев, по В. Е. Забродину (1967), юмастахской свиты Анабара, по В. Е. Мильштейн (1965), определяя, таким образом, верхнерифейский возраст чингасанской серии в целом.

Некоторые неясности возникают при определении верхней границы верхнего рифея и нижней границы вендского комплекса в районе. Неопределенность появляется в связи с широким развитием в четвертом комплексе серии типично юдомских форм микрофитолитов, что невольно приводит к выводу о постепенности биостратиграфической границы между рифеем и вендом на северо-востоке Енисейского кряжа и о переходном возрасте верхней части подъемской свиты. Но подобная же картина наблюдается и в стратотипическом разрезе верхнего рифея в каратавской серии Южного Урала. В работах В. Е. Забродина (1967) показано, что здесь в верхах верхнего рифея выделяются слои, содержащие смешанный комплекс микрофитолитов, а в последнее время М. С. Якиным (1970) установлено, что состав комплексов может существенно изменяться по простиранию за счет смены одних ассоциаций микрофитолитов другими.

Учитывая сказанное, а также тот факт, что и бьянские слои Южного Урала и отложения, содержащие ченчинский комплекс микрофитолитов, и, наконец, юмастахская свита Анабарского поднятия завершают разрез верхнего рифея, непосредственно подстилая образования юдомского (вендского) комплекса, считаем целесообразным чингасанскую серию в составе лопатинской, карьерной, суктальминской, суворовской и подъемской свит с абсолютным возрастом порядка  $850 \pm 50$  —  $650 \pm 15$  млн. лет относить к верхнему рифею, а вышележащие крас-

ноцветные отложения немчанской свиты с абсолютным возрастом 600, 635 млн. лет, перекрытые сероцветными доломитами лебяжинской свиты с *Bulaiaspis prima* Legm Rep.), — к вендскому (юдомскому) комплексу.

Однако отнесение немчанской свиты к вендскому комплексу в определенной мере условно и может иметь только региональное значение. К сожалению, в настоящее время нет единого мнения об объеме и нижней возрастной границе вендского (юдомского) комплекса на севере Енисейского края, как нет и единого понимания венда, целесообразность сохранения наименования которого некоторыми исследователями поставлена под сомнение и взамен его предложены новые термины — терминальный рифей, юдомский комплекс в широком смысле (Келлер, Семихатов, 1968; Семихатов и др., 1970; Семихатов, 1974) и вендомий (Келлер, 1973).

По мнению В. В. Хоментовского (1974), на территории Сибирской платформы венду соответствует юдомский комплекс, нижняя граница которого на Енисейском крае проходит по подошве островной свиты. Как уже отмечалось, к этой свите В. В. Хоментовским с соавторами (1972) отнесена верхняя часть немчанской свиты, начинающаяся грубообломочными породами. М. А. Семихатов (1974) к терминальному рифею (вендомию) относит подъемскую и немчанскую свиты, причем в основу такого выделения им положены радиогеохронологические данные.

## О СОПОСТАВЛЕНИИ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ РАЗНЫХ РАЙОНОВ ЗЯНГАРЬЯ

На северо-западе Енисейского края в междуречье Порожной и Верх. Сурниха с чингасанской серией обычно сопоставляют терригенно-карбонатные отложения **вороговской серии**, залегающие с размывом на рифейских метаморфических толщах. Эти отложения в разное время изучались И. Г. Николаевым (1924, 1925), Г. И. Кириченко (1958, 1963, 1965), М. А. Семихатовым (1962), А. Г. Гурьевым, Н. С. Подгорной, Ф. П. Ковригиным, Е. К. Ковригиной (Гурьев, и др., 1966), Е. А. Долгиновым и И. А. Пославской (Долгинов, Пославская, 1964), А. И. Ицковым (1970), В. В. Хоментовским (Хоментовский и др., 1972), Д. В. Синельниковым (1972), Е. С. Постельниковым (1973) и другими. Геологические наблюдения с отбором проб в 1972 г. нами проведены по рекам Вороговка, Ниж. Сурниха и Енисей.

Г. И. Кириченко вороговскую серию разделил на три свиты: северореченскую, мутнинскую и сухореченскую. Это расчленение в основных чертах подтверждено исследованиями Е. А. Долгинова, А. И. Ицкова, Д. В. Синельникова, геологосъемочными работами КГУ (Л. К. Качевский, В. М. Даценко и др.). Лучшие разрезы серии наблюдаются на р. Вороговка.

Базальные горизонты нижней терригенной северореченской свиты обнажены по р. Михеевой, в 1,5 км выше устья, где они залегают на зеленых сланцах тунгусикской серии. Базальная пачка мощностью около 40 м представлена красочетными конгломератами, гравелитами и песчаниками. В конгломератах и гравелитах галька кварца, полуокатанные обломки подстилающих зеленых сланцев, полевого шпата. Цемент железисто-слюдистый. Выше по разрезу залегает сероцветная ритмично-слоистая пачка (60—80 м) песчаников, алевролитов и аргиллитов, в нижней половине которой наблюдаются горизонты (0,1—0,3 м) гравелитов и мелкогалечных существенно кварцевых конгломератов с гнездами пирита.

Более полный разрез этой свиты обнажается по р. Вороговка, в 5 км ниже р. Михеевой в южном противоположном крыле антиклиналь-

ной складки. Взаимоотношение с нижележащими породами здесь не устанавливается. Нижняя часть наблюдаемого разреза представлена пестроокрашенными грубообломочными отложениями: чередованием зеленовато-серых и вишнево-красных слюдисто-кварцевых алевролитов и разнотернистых песчаников. Среди них развиты горизонты (0,5—6 м) зеленовато-серых гравелитов и конгломератов, состоящих на 80—90% из хорошо окатанной гальки кварца (размером до 5—7 см) и кварцитов. В средней части разреза распространены в основном зеленовато-серые алевролиты и песчаники, среди которых вначале появляются отдельные пакеты темно-серых алевролитов и аргиллитов, а затем более мощные (10—20 м) пачки. Последние постепенно сменяются терригенно-известковистым флишем, завершающим разрез свиты. Мощность свиты 500—600 м.

Мутнинская свита сложена серыми и плитчатыми известняками, чередующимися с известковистыми алевролитами и аргиллитами, массивными онколитовыми известняками, содержащими невыдержанные маломощные (0,3—4 м) горизонты туфов среднего и основного состава. Мощность 450—500 м.

Сухореченская свита имеет более сложное строение и подразделяется на три толщи (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Песчаники зеленовато-серые слюдистокварцевые и голубовато-серые полимиктовые известковистые, разделенные на пласты (1—20 м) прослоями алевролитов и глинистых известняков. Последние появляются в верхней половине толщи . . . . .	500—550
2. Чередование серых известняков с зеленовато- и голубовато-серыми песчаниками. Мощность отдельных пластов песчаников достигает 40—60 м . . . . .	Не менее 1500—1700
3. Известняки светло-серые, переслаивающиеся с песчанстыми и глинистыми известняками . . . . .	1500

Суммарная мощность свиты в нижнем течении р. Вороговка около 3,5 км. Вороговская серия перекрывается доломитами немчанской свиты (реки Северная, Исаковка, Ниж. Сурниха) (в понимании М. А. Семихатова, 1962). В последние годы обосновывается нижнекембрийский возраст доломитовой толщи (Долгинов, Пославская, 1964; Заварзин, Чернышева, 1965; Кириченко, 1965).

Сейчас, видимо, никто не сомневается в принадлежности вороговской серии к верхнему докембрию. Однако точное стратиграфическое ее положение не определено, хотя данные по микропроблематике, полученные из мутнинской свиты (Сипельников, 1972; Постельников, 1973), как будто не противоречат существующим представлениям о верхнерифейском возрасте этих отложений. По общегеологическим данным, эту серию обычно соотносят с чингасанской, что определяется положением ее между метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами сухопитской и тунгусикской серий среднего и верхнего рифея, с одной стороны, и пестроцветными карбонатно-терригенными отложениями нижнего кембрия — с другой.

На юго-востоке, в Ангаро-Питском районе Енисейского края отложения верхнего докембрия представлены ослянской и тасеевской сериями (Хоментовский и др., 1972), которые по возрасту, некоторым особенностям строения толщ, палеотектонической позиции близки чингасанской серии и немчанской свите (Вотах, 1968; Постельников, 1973; Семихатов, 1974). Эти отложения сохранились в наиболее прогнутых частях Ангаро-Питского синклинория.

**Ослянская серия** состоит из двух свит: нижнеангарской и дашкинской. Нижнеангарская свита фацально изменчива (Сагитов, 1962). В западной части, в районе железорудных месторождений,

она сложена фиолетовыми и вишнево-красными аргиллитами, алевролитами и песчаниками, некоторые пачки которых окрашены в темно- или зеленовато-серый цвет. В нижней части свиты развиты горизонты конгломератовых железных руд.

В восточном направлении железорудные пласты выклиниваются, появляются конгломераты с галькой известняка, а затем песчанистые известняки. Выше них залегает пачка светло-серых кварцитовидных песчаников. Мощность свиты составляет 260—400 м. По данным Г. И. Кириченко (1958, 1963), Н. А. Сагитова (1962), Н. И. Юдина (1968), нижнеангарская свита со стратиграфическим перерывом и размывом, а по А. В. Лесгафту (1958), с угловым несогласием залегает на мощной карбонатно-глинистой толще киргитейской свиты и согласно перекрывается карбонатными отложениями дашкинской свиты. Лучший разрез дашкинской свиты обнажается вдоль р. Удерей (Семихатов, 1962; Хоментовский и др., 1972; Постельников, 1973). Нижняя часть разреза представлена черными известняками, которым подчинены горизонты плитчатых мергелей, аргиллитов и алевролитов. Выше них наблюдается ритмично-слоистое чередование пластов темно-серых и черных известняков с пакетами тонкого переслаивания мергелей, глинистых известняков, известково-глинистых сланцев, очень напоминающее, по мнению Ю. П. Казанского (1966), флиш. Завершается разрез черными слоистыми известняками с прослоями доломитов, а в самом верху — с прослоями мергелей и глинистых известняков. Мощность свиты разными исследователями оценивается в 1500—3500 м.

**Тасеевская серия** широко распространена по восточной окраине Южно-Енисейского кряжа, где развиты ее наиболее полные разрезы (Семихатов, 1962; Хоментовский и др., 1972; Постельников, 1973; и др.). В Ангаро-Питском районе эти отложения известны в пределах Могдыгайской синклинали. Здесь они вскрыты бурением на железорудном месторождении Удоронга, правда, мощность разреза серии резко сокращена. В. А. Злобиным и Ю. К. Советовым (Злобин, Советов, 1975) описан разрез по скв. 70. По их данным, тасеевская серия залегает с конгломератами в основании на сланцах и гематитсодержащих кварцитовидных песчаниках нижнеангарской свиты и подразделяется на четыре свиты (снизу вверх): алешинскую, чистяковскую, мошаковскую и редколесную.

**Алешинская свита** (мощностью 74 м) представлена красноцветными разнозернистыми песчаниками, чередующимися в верхах разреза с алевролитами, а в базальном горизонте (15 м) с конгломератами, содержащими гальку гематита, гематитовых сланцев, кварцитовидных песчаников и доломита.

В чистяковской свите выделено четыре пачки: две пестроцветные и две сероцветные. В их составе преобладают алевролиты, тонкозернистые песчаники и доломиты, присутствуют шоколадно-коричневые аргиллиты. В прослое доломита Ю. К. Советовым найден строматолит, определенный как *Baicalia maculosa* Shenf. В сероцветных песчаниках и алевролитах отмечена вкрапленность халькопирита и пирита. Мощность свиты 100 м.

**Мошаковская свита** (75 м) целиком красноцветная: в нижней части сложена алевролитами и доломитами, в верхней — песчаниками. Чистяковская и мошаковская свиты на подстилающих отложениях залегают согласно, а перед базальной конгломератовой пачкой редколесной свиты отмечается стратиграфический перерыв.

Конгломераты базальной пачки (20 м) редколесной свиты — крупногалечные с галькой кварца и кварцитов. Перекрываются они красноцветными кварцевыми песчаниками (40 м). Выше редколесной свиты с постепенным переходом залегает островная свита, к кото-

рой Ю. К. Советовым (1974) отнесена алевроито-доломитовая пачка мощностью 84,5 м. Несколько раньше разрез островной свиты начался (Советов, 1968) с конгломератов, отмеченных в основании редколесной свиты. С этих же конгломератов начинают описание разреза островной свиты В. В. Хоментовский и др. (1972), которые кроме красноцветных песчаников и алевролито-доломитовой пачки к ней относят вышележащую пачку доломитов мощностью 74 м. В разрезе скважины 70 выше залегает мощная пачка карбонатных пород, внизу с горизонтом доломитовых брекчий. В верхней половине пачки М. А. Жарковым найдены остатки трилобитов, определенных Л. Н. Репиной как *Elqanellus* cf. *elegans* Sub. Карбонатная пачка является аналогом отложений усольской свиты нижнего кембрия (Советов, 1968, 1974; Хоментовский и др., 1972).

В. В. Хоментовский и др. (1972) островную свиту описывают в составе юдомского комплекса, а тасеевскую серию относят к верхнему рифею и сопоставляют с немчанской свитой северо-восточной части кряжа в принятом ими объеме (см. табл. 1). С этим же стратиграфическим уровнем коррелируют тасеевскую серию О. А. Вотях (1968), Ю. К. Советов и Е. П. Бутаков (1970). М. А. Семихатов (1974) тасеевскую серию (с островной свитой) сопоставляет с подъемской и немчанской свитами.

Что касается ослянской серии, то наиболее реальным является сопоставление ее с лопатинской, карьерной и суктальминской свитами чингасанской серии (Вотях, 1968; Семихатов, 1974). Действительно, красноцветные грубообломочные отложения лопатинской и нижеангарской свит имеют ряд сходных черт, а ритмично-слоистые толщи карьерной и суктальминской свит могут являться аналогами флишеобразно построенной существенно карбонатной дашкинской свиты. Подобное сопоставление в самых общих чертах подтверждается и палеотектоническим анализом, проведенным Е. С. Постельниковым (1973), который чингасанскую, ослянскую и тасеевскую серии относит к образованиям байкальского орогенного комплекса, а также изотопным возрастом валовых проб глинистых сланцев ослянской серии, определенной калий-аргоновым методом (775 млн. лет для верхней части дашкинской нижеангарской свиты и 760 млн. лет для нижней части дашкинской) (Волобуев и др., 1973).

## ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Для изучения особенностей распределения элементов в осадочных горных породах и закономерностей их поведения в процессах литогенеза важно прежде всего по возможности восстановить первоначальную физико-химическую обстановку, при которой происходило накопление осадка и превращение его в горную породу. Этому способствует исследование петрографического и химико-минералогического составов горных пород, их структурно-текстурных особенностей и в конечном итоге фациальных условий образования (Страхов и др., 1959).

При описании отложений разделение смешанных карбонатно-терригенных и карбонатных пород проводилось по схемам С. Г. Вишнякова с добавлениями Л. Б. Рухина (Методы изучения осадочных пород, 1957). Классификация пород по размерности слагающих их частиц принята по десятичной системе, наиболее распространенной в осадочной петрографии.

Данные по минералогическому составу тяжелых фракций и конгломератам сведены в табл. 2, 3, 5 и показаны на рис. 7, 8, химические анализы карбонатных пород приведены в табл. 4, а основные литологические типы этих образований с учетом рассчитанных величин  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  и нерастворимого остатка (н.о.) вынесены на график (рис. 9).

### ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД И ИХ ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

#### Лопатинская свита

Осадочные образования нижней терригенной толщи представлены преимущественно красноцветными гравелитами и песчаниками, реже конгломератами.

Конгломераты — плотные породы вишнево-бурой, сиренево-серой окраски. Гранулометрический состав их испытывает существенные колебания (табл. 2, рис. 8). В нижних частях свиты это валунно-галечниковые или крупногалечниковые образования, вверх по разрезу сменяющиеся средне- и мелкогалечниковыми. Количество обломочного материала колеблется от 30 до 80%. В составе обломков конгломератов р. Уволга присутствуют кварц (35—75%), сланцы (15—35%),

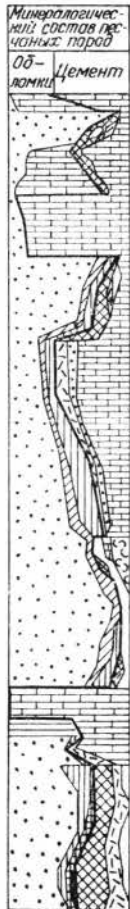
Рис. 7. Сводная литодиаграмма чингасанской серии.

Состав обломков: 1 — сланцы, 2 — кварциты, 3 — гранитоиды, 4 — полевые шпаты, 5 — кварц, 6 — турмалин, 7 — гранат. Цемент: 8 — гидрокислы железа, 9 — карбонаты, 10 — гидрослюда, 11 — хлорит, 12 — глаукоцит.

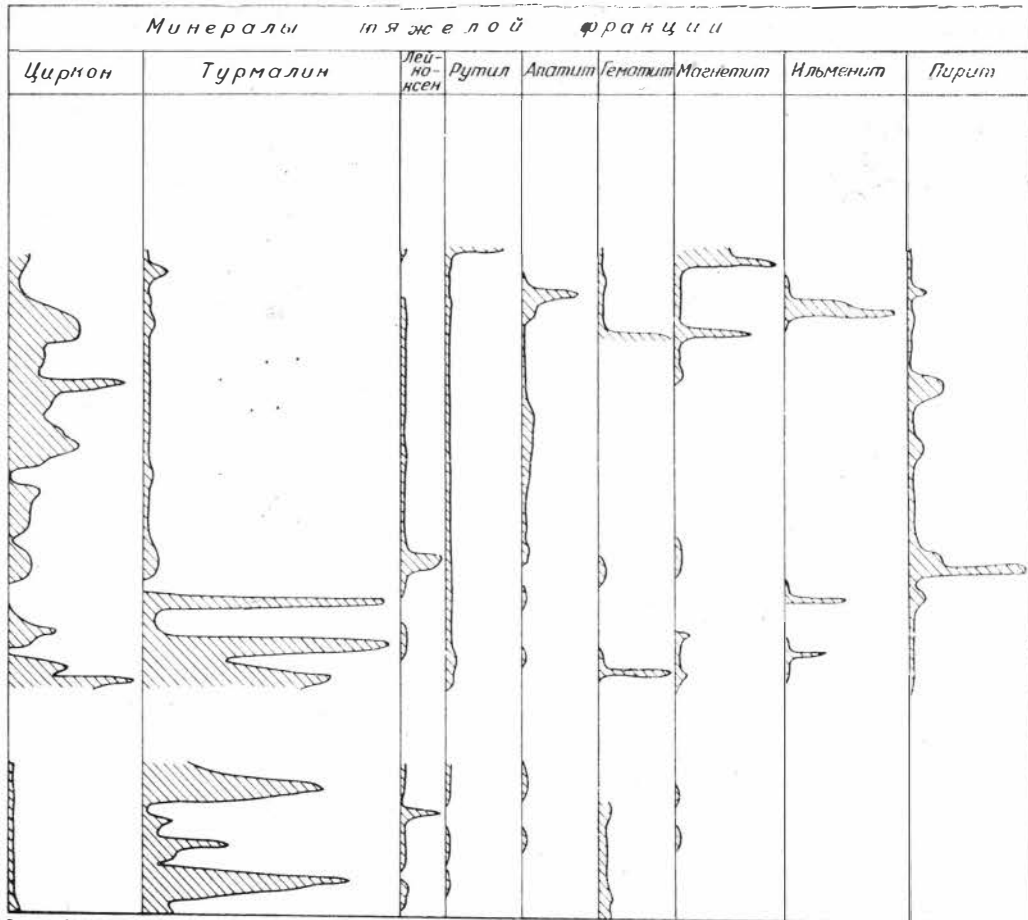


Лопатинская		Карьерная		Суктальминская		Пудровск.		Подъемская		Система	
Нижняя	Верхняя	Нижняя	Верхняя					Нижняя	Верхняя	Толщина	Мощность
1	2	3	4	750 - 800		350 - 50		1	2	3	4
~500	100	200	200	350 - 400	400 - 200			~300	150	50	40

Колонна



Минералы тяжелой Франции



- 1 [Pattern 1]
- 2 [Pattern 2]
- 3 [Pattern 3]
- 4 [Pattern 4]
- 5 [Pattern 5]
- 6 [Pattern 6]
- 7 [Pattern 7]
- 8 [Pattern 8]
- 9 [Pattern 9]
- 10 [Pattern 10]
- 11 [Pattern 11]
- 12 [Pattern 12]

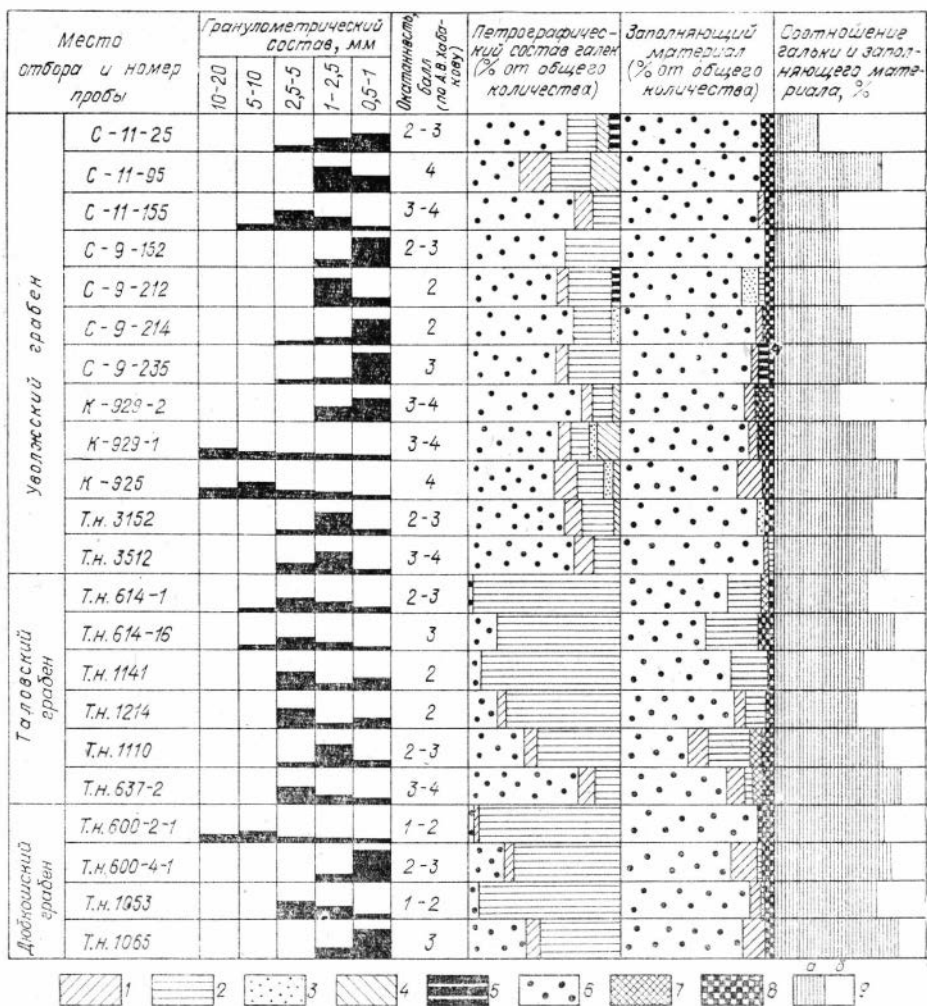


Рис. 8. Литодиаграмма конгломератов лонатинской свиты.

1 — кварциты, 2 — сланцы, 3 — песчаники, 4 — гранитоиды, 5 — кварц-турмалиновые породы, 6 — кварц, 7 — полевые шпаты, 8 — минералы тяжелого шлиха, 9 — соотношения гальки (а) и заполняющего материала (б).

кварциты (0—20%), граниты и гранито-гнейсы (0—15%), отдельные обломки песчаников, амфиболитов, кварц-турмалиновых пород. Обломочный материал конгломератов рек Тея и Талая преимущественно сланцевый (35—95%). Окатанность галек варьирует от 2 до 4 баллов по шкале А. В. Хабакова (1933). В составе заполняющего материала встречаются угловатые обломки кварца (50—95%), сланцев (10—30%), в различных соотношениях присутствуют кварциты, песчаники, кварц-турмалиновые породы, полевые шпаты, турмалин, слюды, кварц-турмалиновые породы, полевые шпаты, турмалин, слюды, гранат. Тип цемента конгломератов базальный и поровый, реже пленочный и соприкосновения, по составу — глинисто-железистый с примесью серицита, мусковита и хлорита.

На термokrивых фракциях  $< 0,01$  мм выделен ряд эндоэффектов, соответствующих гидрослюдам (100, 120°C), мусковиту (660, 670, 910—930°C), хлориту (560—580°C), гидрогетиту (260, 290°C) (рис. 10).

Гравелиты характеризуются более постоянным составом: до 60—90% обломочного материала составляют угловатые или полуокатанные обломки кварца (55—70%) и сланцев (25—40%), присутствуют

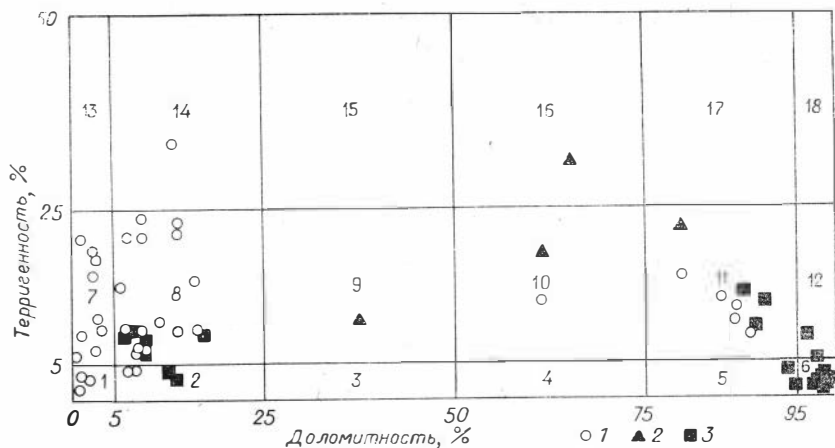


Рис. 9. Литологические типы карбонатных пород.

С в и т ы: 1 — подъемская, 2 — суктальминская, 3 — допатинская, 4 — известковые доломиты, 5 — известковистые доломиты, 6 — доломиты, 7 — глинисто-алеверитистые известняки, 8 — глинисто-алеверитистые доломиты, 9 — глинисто-алеверитистые известняки, 10 — глинисто-алеверитистые известковистые доломиты, 11 — глинисто-алеверитистые известковистые доломиты, 12 — глинисто-алеверитистые доломиты.

редкие гальки кварцитов и песчаников, в верхней части разреза заметно увеличено количество полевого шпата. Заполняющий материал пород песчаный, по составу кварцевый, с примесью сланцев (8—20%), полевых шпатов (1—3%). Количество его варьирует от 20 до 40%. Цемент — кварц-слюдисто-железистый, по типу — базальный, поровый и соприкосновения.

Песчаники — плохо отсортированные, разномерные породы с почти постоянной примесью гравийного материала. В песчаниках Уволжского грабена основные обломочные компоненты представлены кварцем (90—95%), турмалином (~ 5%), полевым шпатом (2—5%). Встречены разности, обогащенные калишпатом (руч. Марсалавский) и гранатом (гора Димган). Песчаники Таловских разрезов толщи на 60—70% состоят из обломков филлитовидных сланцев. Цементирующая масса здесь имеет глинисто-слюдисто-железистый состав. Тип цемента поровый, реже базальный. Среди минералов цемента преобладает обломочный мусковит, наряду с которым присутствуют тонкочешуйчатый серицит и глинистые минералы. Железистое вещество представлено в основном гидрогетитом и гидрогематитом. Фракция < 0,001 мм песчаников тейских разрезов толщи состоит из сильно дегидратированной гидрослюды (типа серицита) с небольшой примесью каолинита и железисто-магнезиального хлорита (Котельников, Солодкова, 1971).

Алевролиты по составу обломочной части практически не отличаются от песчаников. Характеризуются они слабой окатанностью обломков. Цементирующая часть представлена глинисто-железистым материалом с небольшой примесью мелкочешуйчатых слюдистых минералов и хлорита.

В составе комплекса тяжелых минералов пород толщи, наряду с гидрогетитом и гематитом, распространены (табл. 3, см. рис. 7) турмалин, циркон, лейкоксен, в подчиненном количестве присутствуют анатаз, рутил, апатит, касситерит, корунд, сфен, ксенотим, магнетит, гранат.

Развитые в верхней части терригенной толщи зеленоцветные отложения (р. Талая, верховья руч. Марсалавского в бассейне р. Уволга) характеризуются груборитмичным чередованием светло-зеле-

## Псефометрические показатели базальных конгломератов лопатинской свиты, %

Петрографический состав окатышей	Содержание	Класс окатанности обломков					Размерность окатышей, см				Анизометрия (тип)				
		0, остроугольные	I, плоскоокатанные	II, средние окатанные	III, хорошо окатанные	IV, идеально окатанные	10---20	5—10	2,5—5	1—2,5	изометричные	уплощенные	уплощено-удлиненные	стержневые	
<i>Район Уволжского грабена (гора Димган)*</i>															
Кварц . . . . .	45,1	0,6	2,6	30,3	7,3	4,3	3,5	3,9	33,3	4,4	30,7	9,4	5,0	—	
Филлитовидные сланцы	42,3	—	39,1	3,2	—	0,3	—	3,1	2,3	40,0	—	2,7	39,6	—	
Кварциты . . . . .	7,5	—	0,4	2,5	4,3	—	1,5	—	2,5	0,4	6,5	0,7	0,3	—	
Кристаллические сланцы	3,5	—	—	0,6	2,9	—	—	—	1,1	2,4	—	0,7	2,4	0,4	
Гнейсы, гранито-гнейсы	1,6	—	—	—	1,6	—	—	—	0,7	0,9	1,2	—	0,4	—	
Всего по 718 окатышам . . . . .	100,0	0,6	42,1	36,6	16,1	4,6	5,0	7,0	39,9	48,1	38,4	13,5	47,7	0,4	
<i>Стратотипический разрез (р. Тея в 5 км выше одноименного поселка)**</i>															
Филлитовидные сланцы	84,2	—	—	29,8	54,4	—	17,8	37,4	18,6	10,4	—	34,2	44,0	6,0	
Кварциты . . . . .	8,4	—	—	1,0	5,8	1,6	—	—	2,6	5,8	6,2	2,2	—	—	
Кварц . . . . .	7,4	—	0,6	1,8	4,2	0,8	—	0,6	2,4	4,4	6,4	1,0	—	—	
Всего по 500 окатышам . . . . .	100	—	0,6	32,6	64,4	2,4	17,8	38,0	23,6	20,6	12,6	37,4	44,0	6,0	
<i>Галовская грабен-синклиналь***</i>															
Филлитовидные сланцы	91,6	—	—	7,2	84,4	—	—	13,6	40,4	37,6	—	9,2	82,4	—	
Кварц . . . . .	8,4	—	—	0,8	4,4	3,2	—	—	3,2	5,2	8,4	—	—	—	
Всего по 250 окатышам . . . . .	100	—	—	8,0	88,8	3,2	—	13,6	43,6	42,8	8,4	9,2	82,4	—	

\*  $K_{OK}=45,5\%$ ;\*\*  $K_{OK}=67,15\%$ ;\*\*\*  $K_{OK}=73,8\%$ .

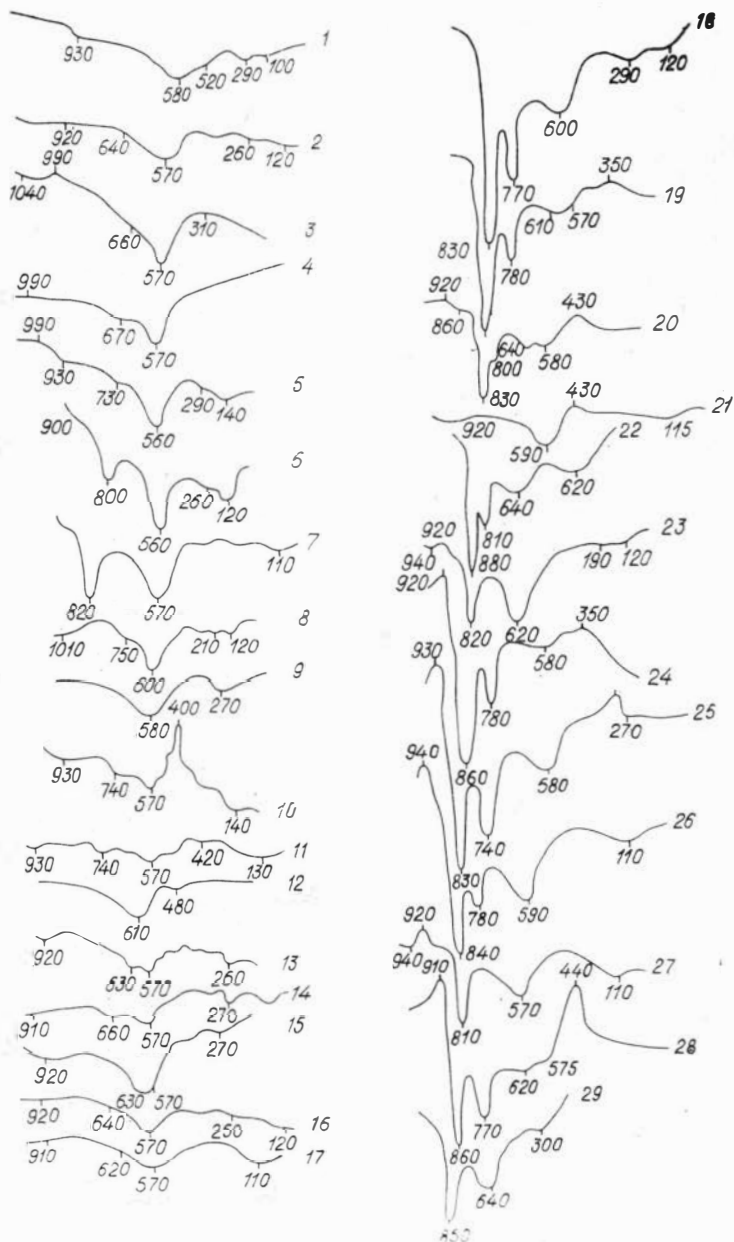


Рис. 10. Термокривые фракции  $< 0,01$  мм терригенных пород.

1—9 — лопатинская свита: 1—5 — полимиктовые красноцветные породы нижней толщ, 6—9 — известковистые алевролиты верхней толщ; 10—17 — карьерная свита: 10—11 — глауконитовые песчаники, 12—14 — алевролиты, 15—17 — аргиллиты; 18—22 — суктальминская свита: 18—19 — песчаники, 20—22 — аргиллиты; 23—27 — суворовская свита: 23—24 — песчаники, 25—26 — алевролиты, 27 — аргиллит; 28—29 — подъемская свита, алевролиты.

Минералогический состав тяжелых фракций терригенных отложений чингасанской серии

Свита	Фракция			
	магнитная и электромагнитная		немагнитная	
	Минералы			
	главные	второстепенные	главные	второстепенные
Суворовская	<p><b>Турмалин</b> — хорошо окатанные зерна различной окраски, реже обломки призматических кристаллов</p> <p><b>Гематит</b> — зерна пластинчатого облика, обломки, чешуйчатые скопления</p>	<p><b>Титано-магнетит</b> — округлые зерна, полуокатанные таблитчатые кристаллы</p> <p><b>Ильменит</b> — плохо окатанные лейкоксенизированные таблитчатые кристаллы</p> <p><b>Магнетит</b> — буро-черные мартитизированные зерна и обломки кристаллов</p> <p><b>Гранат</b> — неокатанные зерна угловатой формы розового цвета</p>	<p><b>Циркон</b> — окатанные и полуокатанные обломки призматических кристаллов, красные, розовые, бесцветные; реже слабо окатанные обломки призматически-дипирамидальных кристаллов коричневого и бурого цвета</p> <p><b>Апатит</b> — хорошо окатанные бесцветные или молочно-белые зерна, реже гексагональные призмы и бочковидные кристаллы</p>	<p><b>Рутил</b> — полуокатанные обломки кристаллов красновато-бурого, светло-желтого цвета</p> <p><b>Анализ</b> — пластинчатые кристаллы серого с зеленоватым оттенком цвета</p> <p><b>Лейкоксен</b> — светло-серые рыхлые комочки</p> <p><b>Пирит</b> — лимонитизированный</p> <p><b>Ставролит</b></p>
Суктальминская	<p><b>Турмалин</b> — хорошо окатанные зеленовато-бурые зерна и неокатанные обломки кристаллов призматической формы, неоднородной, пятнистой окраски</p>	<p><b>Гранат</b> — неокатанные угловатые обломки кристаллов розоватого цвета</p> <p><b>Магнетит, пирротин</b></p>	<p><b>Циркон</b> — розовые, бесцветные, прозрачные и полупрозрачные, окатанные и полуокатанные зерна призматического или дипирамидального облика; реже слабо окатанные и неокатанные обломки кристаллов бурого цвета</p> <p><b>Апатит</b> — хорошо окатанные молочно-белые или бесцветные зерна</p>	<p><b>Рутил</b> — полуокатанные обломки кристаллов красноватого и черного цвета</p> <p><b>Лейкоксен</b> — серые, серовато-белые округлые зерна, комочки, пластинки</p> <p><b>Анализ</b> — синевато-серые обломки пластинчатых кристаллов</p> <p><b>Эпидот, малахит, пирит</b></p>
	<p><b>Турмалин</b> — плохо окатанные обломки кристаллов призматической формы, зеленовато-бурые, черные, реже зеленые</p>	<p><b>Гематит</b> — тонкочешуйчатые скопления, пластинки</p> <p><b>Пирротин, лепидокрокит, ильменит, амфибол</b></p>	<p><b>Циркон</b> — слабо окатанные и неокатанные обломки, дипирамидальные кристаллы бурого, серо-коричневатого, красно-бурого цвета; редко прозрачные, бесцветные и розовые хорошо окатанные зерна</p>	<p><b>Лейкоксен</b> — желтовато-буроватый, развит по ильмениту</p> <p><b>Анализ</b> — пластинчатые и дипирамидальные зерна серовато-голубого цвета</p>

Карьерная	Турмалин — обломки призматических кристаллов бурого и черного цвета, неокатанные или слабо окатанные	Гранат — розовато-серые, хорошо образованные кристаллы и их обломки Магнетит, гематит, гидротетит	Лейкоксен — комочки, лепешкообразные зерна скрытокристаллического строения Циркон — полу- и хорошо окатанные бесцветные и розовые зерна; редко темно-бурые, неокатанные обломки призматически-дипирамидальных кристаллов	Рутил — обломки кристаллов призматического облика, желто-бурые и бурые Пирит, апатит, флюорит, эпидот, монацит, сфен, галенит, корунд Анакс — полуокатанные обломки кристаллов дипирамидального и пластинчатого габитуса, буровато-серые, голубовато-серые Рутил, апатит, молибденит, касситерит, сфен, флюорит, малахит, пирит
-----------	--	--	---	--

ных и серых гравелитов, песчаников и алевролитов. Они отличаются повышенным содержанием обломочного кварца (70—80%) и полевого шпата (15—20%), широким развитием в цементирующей массе хлорита и хлоритизированного биотита, серицита, кварца, магнетита. Обломочный материал хорошо окатан и отсортирован. Эти породы представляют собой самые верхние, переходные к карьерной свите горизонты лопатинской свиты.

В красноцветных отложениях невыдержанная прерывистая линзовидная слоистость обусловлена чередованием быстро выклинивающихся слоев с различным гранулометрическим составом обломков. В среднем течении р. Уволга, в нижней части толщи, сложенной грубозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, наблюдается косая слоистость, характерная для аллювиальных отложений фации прирусловых отмелей (Ботвинкина, 1962, 1965). Слоистость перекрестная, разнонаправленная, полого- и крутонаклонная, с сильно смещенными границами серий. Линии контакта серий неровные, карманообразные, со следами размыва. Мелкозернистые песчаники и алевролиты верхней части красноцветной толщи, а также зеленоцветные породы, как правило, параллельно-слоистые.

Иногда наблюдается диагональная слоистость и очень мелкая прерывистая косоволнистая, беспорядочно разнонаправленная слоистость, возникающая обычно в прирусловых частях пойм (Ботвинкина, 1962). На плоскостях напластования мелкозернистых разновидностей пород наблюдаются следы размыва и мелкие гальки — «катыши» первично-алевролитового или глинистого состава и очень редко — рельефные слабо асимметричные знаки ряби (Гавриленко, 1973).

Отмеченные литологические особенности толщи; преимущественно грубообломочный характер отложений, красноцветность, невыдержанность гранулометрического состава, умеренная окатанность и отсортированность обломочного материала, предостановленного исключительно «местными» породами, в совокупности с описанными выше типами слоистости и знаками ряби свидетельствуют об образовании ее в условиях русловых и пойменных фаций, а также в мелководной части морского бассейна, неподалеку от речных выносов.

**Нижняя пачка терригенно-карбонатной толщи** сложена доломитистыми известняками, содержащими пакеты частого чередования светло-серых плитчатых известняков, известковистых алевролитов и мергелей, а также отдельные горизонты доломитов.

Таблица 4

## Химический состав карбонатных пород чингасанской серии, %

Номер анализа	Номер образца	Химический состав карбонатных пород чингасанской серии, %																Расчитанные величины	
		М. н. о.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	П.п.п.	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	Сумма	CaCO <sub>3</sub>	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
1	567-70	8,17	5,94	2,67	0,23	1,27	0,06	48,21	0,94	0,02	0,38	0,2	0,02	40,32	0,14	39,23	100,4	82,89	5,82
2	379-4	9,11	6,50	2,60	0,11	1,38	0,10	48,00	1,15	0,02	0,29	0,29	0,01	39,65	0,23	39,56	100,23	81,40	7,88
3	3226	6,63	4,99	2,80	0,48	1,84	0,05	48,46	0,41	0,04	0,45	0,20	0,07	40,75	нет	40,20	99,84	81,61	9,03
4	379-7	3,98	3,20	0,66	0,59	1,62	0,03	48,46	2,47	0,03	0,31	0,12	0,09	41,78	0,26	43,01	99,36	79,76	12,41
5	379-8	3,16	2,24	0,46	0,17	1,50	0,05	50,63	2,10	0,03	0,05	0,01	0,03	43,17	0,05	42,87	100,49	83,23	13,13
6	379-9	9,25	7,10	0,74	0,07	1,08	0,07	48,65	0,27	0,13	0,12	0,09	0,05	41,20	0,13	42,90	99,70	77,80	16,67
7	379-1	5,35	4,78	0,53	0,59	1,26	0,03	28,21	19,47	0,03	0,36	0,10	0,04	43,90	0,14	45,32	99,44	—	97,16
8	379-2	9,70	6,06	1,40	0,07	1,29	0,11	27,80	19,01	0,05	0,37	0,04	0,02	43,54	0,02	43,12	99,78	1,14	89,29
9	379-3	13,95	10,72	2,36	0,19	2,16	0,17	25,12	17,56	0,03	0,10	0,12	0,03	41,85	0,08	40,59	100,3	—	87,48
10	3507	2,74	2,23	0,81	0,14	0,52	0,03	28,82	20,73	0,03	0,85	0,05	0,04	45,52	0,18	46,01	99,95	—	98,04
11	380	1,23	0,51	0,12	0,05	0,14	0,02	29,85	21,85	0,01	0,08	0,01	0,04	47,81	0,01	47,67	100,5	1,20	98,52
12	3518	1,70	1,21	0,68	0,16	0,50	0,05	29,61	21,68	0,03	0,74	0,05	0,04	45,78	0,32	46,54	100,85	—	97,67
13	485	1,38	0,64	0,21	0,01	0,26	0,03	31,02	20,58	0,05	0,01	0,02	0,02	47,23	0,01	46,99	100,09	3,84	94,91
14	476	4,60	3,51	0,10	0,12	0,12	0,03	30,14	19,74	0,03	0,09	0,05	0,03	46,32	0,01	46,09	100,29	2,74	94,04
15	3133	3,05	2,61	0,77	0,16	0,45	0,05	28,74	20,69	0,03	0,16	0,05	0,03	45,48	0,28	45,87	99,50	—	97,76
16	3221	1,39	0,46	1,23	0,13	0,36	0,03	29,03	21,59	0,04	0,23	0,10	0,06	46,01	0,26	46,75	99,53	—	99,3
17	417-3	1,40	0,65	0,37	0,10	0,60	0,05	29,13	21,47	0,02	0,98	0,07	0,03	45,80	0,35	47,74	99,47	—	98,97
18	738-2	2,18	1,98	0,54	0,15	0,43	0,04	29,18	21,30	0,02	0,87	0,05	0,03	46,08	0,26	46,17	100,93	—	97,54
19	470	2,61	1,96	0,77	—	0,54	0,03	29,22	21,06	0,01	0,32	0,07	0,05	45,29	0,10	46,20	99,43	—	97,54
20	3224	1,88	1,84	0,24	0,06	0,30	—	28,51	21,86	0,01	0,45	0,03	0,04	46,60	—	46,42	99,94	—	96,97
21	3516	8,19	7,78	1,16	0,96	0,99	0,05	27,26	20,25	0,01	0,26	0,07	0,03	41,15	0,08	44,33	100,05	—	96,12
22	381	12,05	12,48	1,32	0,23	1,17	0,03	26,80	17,02	0,02	0,22	0,13	0,04	39,96	0,18	42,68	99,60	—	90,72
23	599-a	10,36	8,56	1,40	0,15	2,37	0,08	38,34	8,40	0,12	0,33	0,01	0,05	39,93	0,14	39,22	99,74	48,18	37,6
24	510	18,91	17,78	1,98	0,18	5,87	0,13	24,67	12,80	0,44	0,30	0,09	0,01	34,90	0,06	34,05	99,15	10,62	61,55
25	510-в	22,13	18,99	2,32	0,11	5,20	0,08	23,53	14,53	0,33	0,33	0,08	0,19	33,48	0,38	37,40	99,17	—	79,34
26	510-г	30,62	29,04	1,79	0,39	0,39	0,08	20,26	12,44	0,37	0,39	0,08	0,19	28,15	0,17	31,46	99,56	0,75	65,22
27	518	8,32	6,24	1,54	0,17	0,66	0,05	28,54	19,01	0,02	0,18	0,02	0,03	43,77	0,03	43,56	100,23	20,78	88,70
28	3155	15,91	10,77	2,43	0,96	0,52	0,17	25,46	18,06	0,05	0,66	0,02	0,02	39,26	0,06	38,98	98,38	2,19	79,65
29	3251	11,66	10,43	2,11	1,06	0,38	0,15	25,47	18,35	0,04	0,68	0,05	0,07	40,83	0,12	38,98	99,62	2,25	81,84
30	3139	13,19	12,17	2,30	1,06	0,34	0,17	24,54	17,96	0,11	0,77	0,06	0,04	38,99	0,11	38,30	98,51	0,47	79,81
31	Я-359	10,07	9,43	2,18	0,84	0,56	0,13	25,35	18,39	0,05	0,78	0,05	0,03	40,63	0,07	38,98	100,13	1,83	81,80
32	515	12,66	10,63	1,84	—	1,61	0,18	29,77	14,56	0,42	0,62	0,08	0,06	39,48	0,30	37,95	99,27	19,95	61,13
33	582	6,11	3,82	0,58	0,18	0,86	0,03	51,23	0,73	0,02	0,48	0,04	0,03	40,88	0,05	40,37	100,50	91,07	0,68



34	573	6,80	5,96	0,77	—	—	0,05	48,37	2,02	—	0,52	0,11	0,08	39,06	0,30	38,78	99,40	81,50	3,39
35	594	19,66	18,00	0,45	1,43	1,04	0,03	43,32	0,63	0,05	0,15	0,01	0,01	35,09	0,03	34,65	100,24	75,84	2,73
36	280	16,46	12,65	3,37	0,29	1,43	0,20	44,02	1,26	0,02	0,47	0,04	0,01	35,05	0,15	35,22	98,82	77,09	2,77
37	576-2	4,00	3,77	2,48	0,69	0,99	0,05	50,51	0,27	0,03	0,26	0,09	0,20	41,19	0,02	41,25	100,53	80,53	6,69
38	583	24,03	20,51	2,77	0,11	1,56	0,21	38,56	2,31	0,01	0,21	0,04	0,05	32,47	0,01	32,58	98,9	63,9	9,38
39	595	23,58	21,63	2,03	0,27	1,79	0,14	37,62	2,42	0,01	0,56	0,09	0,02	31,95	0,29	32,89	98,53	59,5	14,09
40	23-a	9,18	7,62	1,66	0,43	0,99	0,10	46,22	2,16	0,02	0,16	0,06	0,08	39,85	0,31	40,81	99,35	72,22	18,96
41	589	9,57	7,54	1,18	1,29	0,89	0,04	48,20	0,94	0,01	0,16	0,01	0,05	37,76	нет	38,76	98,07	83,93	3,89
42	207	21,64	18,54	4,63	0,67	1,83	0,30	38,0	2,10	0,05	0,42	0,05	0,03	32,70	0,22	32,12	99,32	62,90	9,30
43	353	9,57	7,77	1,16	0,01	0,73	0,09	48,59	1,26	0,01	0,21	0,05	0,01	40,28	0,14	40,12	100,17	82,23	8,29
44	23	9,10	6,80	1,26	0,70	0,80	0,08	48,36	0,81	0,01	0,38	0,06	0,11	40,07	0,20	39,93	99,44	81,85	8,25
45	529-0-1	7,3	6,22	1,0	0,59	1,08	0,08	47,33	1,35	0,03	0,51	0,07	0,04	41,48	0,16	39,27	99,12	79,66	8,88
46	529-9-2	10,35	7,36	1,13	1,52	1,17	0,07	47,37	1,78	0,05	0,09	0,10	0,16	37,50	0,13	38,02	98,30	82,65	3,50
47	529	18,48	17,12	0,82	0,9	1,23	0,03	43,70	0,63	0,06	0,16	0,05	0,02	35,35	0,17	35,0	99,26	76,41	2,93
48	529-11-4	21,6	21,55	1,45	3,28	2,07	0,04	36,6	3,71	0,03	0,06	0,19	0,10	29,89	0,54	29,00	98,97	64,73	1,11
49	3078	4,03	3,67	0,71	0,27	0,81	5,05	50,33	1,24	0,05	0,38	0,05	0,09	42,0	нет	41,38	99,65	88,57	7,87
50	3582-a	20,72	20,22	0,96	2,49	0,92	0,03	40,50	1,05	0,02	0,30	0,11	0,13	33,54	нет	33,48	100,27	68,47	7,06
51	573-1	21,70	20,60	2,17	0,45	1,29	0,20	38,49	2,62	0,02	0,70	0,02	0,02	33,75	0,14	33,54	100,33	61,21	13,84
52	529-1-2	14,72	12,07	0,92	1,24	0,97	0,08	45,07	1,47	0,02	0,40	0,02	0,05	37,80	0,21	36,93	100,14	76,92	6,49
53	529-2	10,35	8,97	0,87	1,89	1,35	0,07	45,56	1,78	0,03	0,34	0,23	0,21	37,95	0,25	38,50	99,35	75,10	11,46
54	529-25-3	9,31	7,80	0,77	0,68	1,26	0,03	47,62	2,42	0,03	0,20	0,07	0,03	38,99	0,60	41,36	99,90	75,95	16,67
55	529-23-2	33,40	32,40	1,10	3,81	2,25	0,05	31,82	1,82	0,05	0,85	0,18	0,03	25,19	0,30	28,16	99,55	49,57	13,32
56	Б-7	8,89	7,80	0,77	0,41	1,06	0,12	48,17	1,36	0,08	0,27	0,05	0,03	40,21	0,03	39,79	100,33	89,98	1,20
57	574	6,17	5,75	1,20	0,05	0,53	0,08	49,86	0,94	0,02	0,38	0,08	0,02	41,41	0,09	41,20	100,35	84,31	8,64
58	Б-2	7,26	5,69	3,50	1,30	0,98	0,07	49,20	1,07	0,10	0,24	0,06	0,22	37,61	0,02	40,92	100,05	82,58	9,65
59	575	9,06	6,62	1,45	2,38	0,81	0,08	47,34	1,78	0,03	0,26	0,10	0,03	39,41	нет	38,94	100,29	80,45	7,46
60	Я-145	43,70	38,20	3,08	2,40	27,30	0,14	2,80	2,15	0,32	0,56	0,06	0,23	20,04	0,15	20,50	99,59	—	—
61	Я-146	26,13	19,67	5,14	3,40	40,23	0,21	1,03	1,07	0,46	0,78	0,07	0,14	27,53	0,31	24,50	100,11	—	—
62	Я-391	28,74	19,78	9,31	2,39	37,18	0,29	1,21	1,24	0,18	0,20	0,12	0,06	27,14	0,53	23,87	99,63	—	—
63	Я-399	19,43	14,00	5,93	1,20	45,62	0,19	0,93	0,53	0,16	0,10	0,10	0,14	30,42	0,29	27,60	99,61	—	—
64	738-2-1	76,13	73,29	1,29	0,80	10,95	0,06	3,54	2,08	0,19	0,38	0,05	0,04	7,61	0,18	0,55	100,50	—	—
65	738-2-2	92,04	90,68	0,52	0,06	5,56	0,02	1,12	0,47	0,02	0,25	0,04	0,07	1,53	0,07	2,86	100,41	—	—
66	Я-32	8,50	6,04	1,29	нет	6,46	0,06	26,33	14,46	0,32	0,47	0,06	0,21	43,78	0,11	41,58	99,59	2,1	84,87

Примечание. Химические анализы выполнены в Томской комплексной экспедиции. Терригенно-известняковая пачка лопатинской свиты: 1-6 — известняки доломитные, 7-9 — доломиты, доломитовая пачка лопатинской свиты: 10-14 — хемогенные доломиты, 15-20 — биохемогенные доломиты (15-16 — строматолитовые доломиты, 17-20 — микрофолитовые доломиты), 21-22 — окремненные доломиты; 23-26 — известково-доломитовые породы суктальминской свиты; подъемская свита: 27-32 — доломиты; 33-40 — известняки хемогенные; 41-59 — известняки биохемогенные; 41-55 — микрофолитовые известняки; 56-59 — строматолитовые известняки; 60-63 — сидеритовые конкреции карьерной свиты; 64-65 — кремниевые конкреции лопатинской свиты; 64 — наружная, 65 — внутренняя зоны; 66 — доломит карьерной свиты.

Известняки — массивные темно-серые породы, содержащие 77,8—82,2% кальцита, 5,8—16,7% доломита и 3,2—9,3% н.о. (табл. 4, рис. 9). Основная масса их сложена тонкозернистым (0,015—0,025 мм) карбонатом. Текстура пород беспорядочная. Характерно развитие микролитовых швов.

Доломиты — светло-серые массивные микрозернистые породы. Текстура их беспорядочная, иногда слоистая, подчеркнутая ориентированным расположением пылеватых частиц глинистого материала. Основную массу пород составляет доломит (87,8—97,2%), примесь кальцита колеблется от 0 до 1,1%, величина н. о. равна 5,4—14%.

Мергели — весьма плотные и однородные породы зеленовато-желтого цвета, состоящие из глинистого вещества, находящегося в тесном взаимопроращении с карбонатным материалом. В основной массе равномерно распределена примесь остроугольных обломков кварца. Термический анализ образцов мергелей (см. рис. 10) фиксирует ясно выраженный эндоэффект при температуре 800°C, соответствующий кальциту, слабо выраженные пики при температурах 120, 140°C и четко выраженный при 560°C — гидрослюде, слабый эндоэффект при 990°C — каолините.

Алевриты зеленовато-бурые, однородные или тонкослоистые породы. В составе обломков преобладают плохо и слабо ожатанные зерна кварца, халцедона, полевых шпатов. Распределение терригенного материала в породе неравномерное, струйчатое. Цемент алевритов гидрослюдисто-карбонатный с примесью хлорита (пики при температурах 570, 580, 600°C), мусковита (эндоэффект при 1010°C), гётита (пик при 270°C). Карбонатная часть представлена железистым кальцитом с примесью анкерита (эндоэффекты при 750, 820°C) (см. рис. 10).

Верхняя пачка карбонатной толщи представлена чистыми доломитами (см. табл. 4), в составе которых развиты биохемогенные и хемогенные породы. Среди биохемогенных доломитов выделяются строматолитовые и микрофитолитовые разновидности. Те и другие являются продуктами жизнедеятельности синезеленых водорослей и процессов химического и механического карбонатоосаждения (Маслов, 1952, 1955).

Строматолитовые доломиты — это светло-серые породы, состоящие из столбчатых ветвящихся построек, имеющих в поперечном сечении овальную или вытянутую эллипсоидальную форму и микрослоистое строение, обусловленное чередованием слоев микро- или тонкозернистого карбоната. Химические анализы строматолитовых доломитов показывают незначительное количество н.о. (1,4—3,1%) и отсутствие  $\text{CaCO}_3$  (см. табл. 4).

Микрофитолитовые доломиты — тоже светло-серые, но состоят из микроскопически видимых стяжений размером до 3—5 мм, количество которых достигает 50—75% объема породы. По форме стяжения округлые, оваловидные и неправильно-угловатые. Внутреннее строение их неоднородное, обусловлено перекристаллизацией пелитоморфного или микрозернистого карбоната до тонкозернистого. Цементирующим материалом является сгустково-комковатый микрозернистый агрегат пятнистого строения. Химический состав пород (см. табл. 4) отвечает чистому доломиту. Количество н.о. в них не превышает 2,6%.

Хемогенные доломиты — очень плотные светло- или темно-серые породы, сложенные однородной массой мельчайших (~0,005 мм) плотно упакованных зернышек доломита. Текстура пород беспорядочная, реже слоистая. Терригенный материал, присутствующий в незна-

чительных количествах, представлен мельчайшими (0,017—0,035 мм) остроугольными обломками кварца. В темно-серых доломитах наблюдаются рассеянные пылевидные выделения пирита и точечные скопления органического вещества. Химические анализы (см. табл. 4) показывают незначительные содержания  $\text{CaCO}_3$  (0—3,8%) и нерастворимого остатка (1,2—4,6%).

В верхней части терригенно-карбонатной толщи р. Уволга, а также на нескольких стратиграфических уровнях толщи среднего течения р. Тея встречены многочисленные прослои мощностью от 2—3 см до 0,5 м хемогенно-обломочных доломитов, представленных доломитовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками. Для доломитов лопатинской свиты весьма характерно присутствие седиментационно-диагенетических образований, представленных кремнистыми и сульфидными обособлениями — конкрециями.

Среди кремнистых образований выделяются линзы, четковидные прослои и желваки округлой или неправильной формы. Длина линз и прослоев исчисляется первыми десятками сантиметров (при мощности 0,5—16 см), размеры желваков варьируют от 1—1,5 до 20—30 см в поперечнике. Как правило, кремнистые образования располагаются по напластованию доломитов. Контакты их с вмещающими породами неровные, извилистые. Окраска светло-серая до черной. Текстура массивная или полосчатая. Слагаются стяжения халцедоном с незначительной примесью кварца. Микроструктура кремней в основном крипто- и микрозернистая, на фоне которой встречаются участки листоватого халцедона или мозаичного кварца. Основная масса конкреций имеет отчетливо сферолитовое строение. Почти все кремнистые образования разбиты многочисленными трещинами дегидратации, выполненными крупнозернистым доломитом.

Сульфидные обособления имеют линзовидную, субизометричную или неправильную форму. Как правило, все крупные стяжения окаймляются большим количеством мельчайших индивидуализированных зерен, имеющих сферическую форму. Изучение стяжений под микроскопом показало, что они состоят из кристаллического неравномернозернистого агрегата с размером зерен 0,01—3 мм. Характерно увеличение размерности отдельных кристаллов от центра к периферии. Основным конкрециеобразующим сульфидом стяжений является пирит.

Обращают на себя внимание секущая ориентировка некоторых конкреций по отношению к общей слоистости вмещающих пород и кремнистым обособлениям, а также независимая локализация отдельных стяжений во внутриформационных доломитовых брекчиях относительно обломков и цементирующего материала. Это обстоятельство свидетельствует о формировании сульфидных конкреций в наиболее поздние этапы диагенетического преобразования осадков (Страхов, 1957).

При анализе условий накопления терригенно-карбонатной толщи необходимо исходить прежде всего от того, что эти отложения имеют ограниченную площадную распространенность, отчетливо линзовидное строение, преимущественно доломитовый состав. Кроме того, для них характерно широкое развитие микрофитолитовых разностей карбонатных пород, сингенетичных выделений пирита и кремней, а также внутрипластовых карбонатных брекчий. В бассейне р. Уволга толща слагается преимущественно чистыми от терригенной примеси фитогенными доломитами. Юго-западнее, в верхнем течении р. Тея, она представлена массивными, неравномерно обогащенными терригенным материалом, доломитами. В районе пос. Нойба толща имеет черты известкового флиша, местами выражена глауконитом, отдельные горизонты ее содержат внутрипластовые брекчии и трещины усыхания.

Следовательно, обстановка осадконакопления отложений терригенно-карбонатной толщи была неодинаковой на разных участках. В районе р. Уволга формирование толщи происходило, вероятно, в отшнурованном от открытого моря мелководном бассейне с пологими сnivelированными берегами. На юго-западе района отложение карбонатов было ограничено поступлением терригенного материала. Северо-восточнее, в Тейском прогибе, существовали условия открытого моря, куда сносилась значительная часть обломочного материала, разбавлявшего осаждающиеся карбонатные илы.

Пестроцветная окраска пород, наличие глауконита и трещин усыхания свидетельствуют о мелководности бассейна, а зараженность пиритом отдельных пластов доломитов указывает на сравнительно высокий восстановительный потенциал условий диагенетического преобразования осадков. Многократная повторяемость внутрислоевых брекчий в разрезе толщи свидетельствует о местных поднятиях и размывах, а наличие кремнистых конкреций, видимо, о весьма активных процессах химического выветривания на суше.

### Карьерная свита

Для отложений **толщи кварцитовидных песчаников** наиболее характерны пласты разнозернистых кварцито-песчаников, содержащих редкие прослои рассланцованных глинистых алевролитов. По гранулометрическому составу выделяются конгломераты и гравелиты, грубо- и крупнозернистые кварцито-песчаники и мелко- и среднезернистые кварцито-песчаники.

Конгломераты образуют в основании свиты пласт переменной мощности, состав которого в значительной мере определяется составом подстилающих отложений. Выделяются следующие типы конгломератов: среднегалечниковые полимиктовые с кварц-хлорит-гематитовым цементом; мелко- и среднегалечниковые полевошпат-кварцевые с гидрослюдисто-хлоритовым и гидрослюдисто-хлорит-гематитовым цементом; мелкогалечниковые мономиктовые кварцевые с регенерационным кварцевым и гематитовым цементом.

Конгломераты первого типа (р. Мал. Гурахта, Таловская грабен-синклиналь) представляют собой плохо отсортированные породы, состоящие из обломков кварца (55—60%), кварцитов (20%) и сланцев (~20%) хорошей и средней окатанности ( $K_{ок}=64,3\%$ ) (табл. 5). Заполняющий материал (20—40%) песчаной или песчано-алевритовой размерности представлен плохо окатанными обломками кварца (90—95%), кварцитов, турмалина, листочками хлоритизированного биотита. Тип цемента конгломератов выполнения, поровый и базальный. В составе конгломератов второго типа (верховья р. Уволга) выделяются разновидности от гравийных до крупногалечниковых при доминирующем положении мелко-, среднегалечниковых (табл. 5). В составе обломков присутствуют кварц (60—65%), полевые шпаты (30—35%), гранитоиды (~5%), отдельные обломки кварцитов, турмалина. Окатанность галек варьирует в пределах 2—4 баллов ( $K_{ок}=71,25\%$ ). Заполняющий материал представлен обломками кварца (60—70%), полевых шпатов (20—30%), кварцитов, турмалина, а также листочками биотита, розетковидными выделениями железистого хлорита. Тип цемента конгломератов базальный и поровый. Конгломераты третьего типа распространены в районе г. Нурме и на р. Талой. Это светло-серые, очень плотные преимущественно мелкогалечниковые породы, характеризующиеся хорошей сортировкой и прекрасной окатанностью обломочной составляющей. Количество обломков колеблется от 60 до

Псефометрические показатели (%) базальных конгломератов карьерной свиты

Петрографический состав окатышей	Содержание	Класс окатанности обломков					Размерность окатышей, см				Лицемерия (тип)			
		0, остроугольные	I, плохо окатанные	II, среднеокатанные	III, хорошо окатанные	IV, идеально окатанные	10—20	5—10	2,5—5	1—2,5	изометричные	уплощенные	уплощенные удлинённые	стержневые
<i>Таловская грабен-синклиналь (среднее течение р. Мал. Гурахта)*</i>														
Кварц . . . . .	58,9	—	4,70	7,1	42,9	4,2	—	3,5	45,3	10,1	35,69	7,14	16,07	—
Кварциты . . . . .	19,04	—	—	4,76	13,09	1,19	—	—	7,73	11,31	17,26	—	1,78	—
Сланцы филлитовидные	22,06	—	10,73	6,56	4,77	—	—	—	4,77	17,29	—	5,97	9,54	6,55
Всего по 168 окатышам . . . . .	100	—	15,43	18,42	60,76	5,39	—	3,5	58,70	38,70	52,95	13,11	27,39	6,55
<i>Уволжский грабен (правобережье р. Уволга, устье руч. Большого)**</i>														
Кварц . . . . .	64,3	3,1	5,6	6,9	26,9	21,8	—	13,7	30,6	20,0	55,9	2,4	6,0	—
Полевые шпаты . . . . .	31,7	—	—	9,7	20,7	1,3	—	—	9,0	22,7	29,7	—	2,0	—
Гранитонды . . . . .	4,0	—	—	1,0	3,0	—	—	—	—	4,0	4,0	4,0	—	—
Всего по 300 окатышам . . . . .	100	3,1	5,6	17,6	50,6	23,1	—	13,7	39,6	46,7	89,6	2,4	8,0	—

\*K<sub>ок</sub> = 64,27 %;\*\* K<sub>ок</sub> = 71,25 %.

90%, в их составе доминирует кварц (90—95%), присутствуют кварциты и отдельные зерна турмалина. Заполняющий материал представлен слабо окатанными обломками кварца. Тип цемента пород поровый и соприкосновения, реже базальный.

Среди разномасштабных кварцито-песчаников по составу цементирующего материала выделяются породы с регенерационным кварцевым и каолинит-гидрослюдисто-хлоритовым цементом. Песчаники первого структурного типа характеризуются сливным кварцито-видным обликом, высокой плотностью и светлой окраской. Они нередко содержат примесь (1—3%) хорошо окатанных обломков кварца гравийной и галечной размерности. Представлены обломки кварцем, отдельными зернами микрокварцитов, турмалина и листочками лигированного биотита. Обломочный материал хорошо окатан и упакован. Песчаники второй разновидности отличаются незначительным количеством пор, выполненных розетковидными агрегатами обесцвеченного хлорита, гидрослюды.

Мелко- и среднезернистые кварцито-песчаники наиболее распространены. Это плотные кварцито-видного облика породы светло-серой окраски и преимущественно мономинерального кварцевого состава. Обломочный материал хорошо окатан. Структура песчаников преимущественно мозаичная. Встречаются разности с поровым гидрослюдисто-хлоритовым и базальным или пленочным гематитовым цементом. В образцах кварцито-песчаников р. Тея Д. Д. Котельниковым и Н. А. Солодковой (1971) установлено присутствие каолинита наряду с гидрослюдой и хлоритом.

Отложения толщи кварцито-видных песчаников характеризуются невыдержанной горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием пластов песчаников и разделяющих их прослоев аргиллитов, а также различием гранулометрического состава отдельных слоев или струйчатому распределению минералов тяжелого шлиха. Практически по всему разрезу толщи наблюдается косая диагональная слоистость. Мощность серий косых слоев колеблется в пределах 8—30 см. К горизонтам с косослойчатыми текстурами приурочены знаки симметричной ряби с системой параллельных округлых гребней, разделенных широкими полуовальными желобками. Длина волны ряби равна 6—12 см, высота — 0,6—1,5 см, индекс — 6—10. Подобная рябь образуется в условиях колебательных движений воды, имеющей относительно постоянные амплитуды перемещения (Хворова, 1955, 1957; Шрок, 1950).

Рассмотренные текстурные особенности толщи показывают, что образование ее происходило в прибрежной части водоема, в условиях колебательных движений воды и придонных течений (береговые валы, бары) (Гавриленко, 1973).

**Аргиллит-песчаниковая** толща представлена пластами кварцевых, песчаников, переслаивающихся с пакетами часто чередующихся песчаников, алевролитов, аргиллитов и доломитов.

По внешнему облику и вещественному составу песчаники толщи являются однотипными породами светло- и зеленовато-серого цвета от мелко- до крупнозернистого строения. Обломочная часть пород состоит из хорошо окатанных и полуокатанных зерен кварца (90—95%), халцедона (1—3%), микрокварцитов (3—5%), единичных обломков турмалина, циркона. По составу цементирующего материала выделяются песчаники с кварцевым регенерационным цементом, с серицит-глауконитовым или глауконит-халцедоновым с гематитом цементом.

Песчаники первого типа наиболее широко распространены. Это плотно сцементированные светло-серые породы, в структурном отношении отвечающие мелко- и среднезернистым. Обломочные зерна изо-

метричные или слабо удлиненные, очертания их сглаженно-угловатые. Песчаники второго типа характерны для верхних частей толщи. Внешне это зеленовато-серые или ярко-зеленые породы мелко-, средне- и крупнозернистой структуры, отличающиеся содержанием глауконита (2—25%). Цемент пород поровый, пленочный, реже базальный. Термический анализ фракции 0,01 мм показал (см. рис. 10) примеси хлорита (эндоэффект при 570—580°C), иногда кальцита (эндоэффект при 740°C) и мусковита (пик при 930°C); эндоэффект при 130°C соответствует глаукониту.

Алевролиты — это зеленовато-серые тонкослоистые породы, состоящие из плохо отсортированных по размеру остроугольных или слабо окатанных обломков кварца и единичных зерен полевых шпатов. Цемент алевролитов хлорит-серицит-гидрослюдистый с примесью гидрогётита (см. рис. 10), иногда с карбонатом, и мелкими выделениями пирита, по типу поровый и базальный.

Аргиллиты — темно-серые породы, представляющие собой тонкодисперсную смесь глинистых частиц, чешуек серицита, гидрослюды, хлорита (см. рис. 10), мелких зерен и агрегативных скоплений гидроокислов железа, в которой рассеяны слабо отсортированные по размеру угловатые обломки кварца. Текстура пород беспорядочная, реже микрослоистая, обусловленная струйчатым расположением обломочного материала. По данным Д. Д. Котельникова и Н. А. Солодковой (1971), в аргиллитах и алевролитах, наряду с гидрослюдой, примесью каолинита и хлорита, присутствуют неупорядоченные монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования.

Среди алевролитов и аргиллитов местами встречены известковистые разности, характерная особенность которых — карбонатные конкреции линзовидной формы и размером до 15—20 см по длинной оси. Залегают конкреции разобщенно или образуют прерывистые горизонты согласно слоистости пород. От вмещающих отложений они четко отграничены буровато-серой корочкой гидроокислов железа, возникшей вследствие окисления конкрециеобразующего железистого карбоната. Окраска на свежем изломе темно-серая, почти черная. Макроскопически во всех конкрециях заметна полосчатость, обусловленная различной окраской слоев, согласная с общей слоистостью вмещающих пород. Сложены стяжения тонко- или мелкозернистым карбонатом.

В центральных частях конкреции иногда наблюдаются линзовидные или неправильной формы выделения пирита. Кроме того, они содержат примесь терригенного материала, представленного интенсивно корродированными зернами кварца, полевых шпатов, распределение которых в теле конкреций полностью отвечает таковому вмещающих пород. Удельный вес вещества конкреций колеблется в различных образцах от 3,57 до 3,79, показатель преломления соответствует сидериту ( $N=1,86—1,87$ ). На дифференциальных термокривых отчетливо выделяются эндотермический с максимумом при 450°C и экзотермический при 540°C эффекты, соответствующие: первый — диссоциации сидерита, а второй — окислению закиси железа.

Химический состав сидеритов (см. табл. 4) характеризуется высоким содержанием закисного железа (27,3—45,6%) и нерастворимого остатка (19,43—43,7%), невысокими, примерно равными количествами окиси кальция и магния. Образовались сидеритовые конкреции в стадию диагенеза карбонатно-терригенных осадков. Геохимические особенности этого процесса обстоятельно рассмотрены в работе Н. М. Страхова (1962).

Доломиты в разрезе свиты образуют несколько пластов, приуроченных к верхней части толщи верховьев р. Тея. Это неслоистые массивные породы светло-серого цвета, сложенные микрозернистым

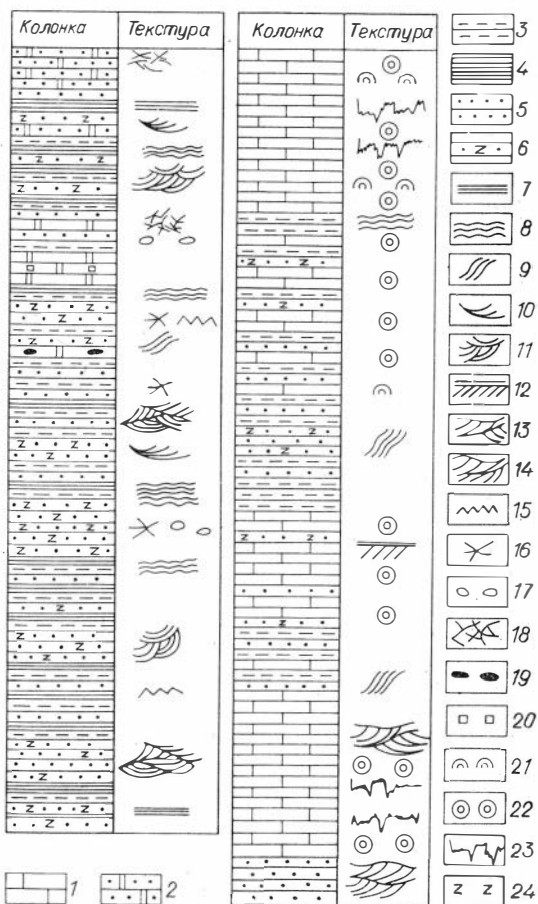


Рис. 11. Фрагменты разрезов: слева — верхней части аргилито-песчанниковой толщи карьерной свиты (р. Тея, у фактории Курепа), справа — верхней части подъемской свиты (р. Уволга, в 1 км ниже пос. Уволга).

1 — известняки, 2 — доломиты песчанистые, 3 — алевролиты, 4 — аргиллиты, 5 — песчаники, 6 — глауконитовые песчаники. Типы слоистости: 7 — горизонтальная, 8 — волнистая, 9 — косая вогнуто-выпуклая, 10 — косо волнистая, 11 — косая непараллельная перекрестная, 12 — диагональная, 13 — косо волнистая разнонаправленная; 14 — косо волнистая, однонаправленная; 15 — знаки ряби, 16 — трещины усыхания, 17 — гальки-катыши, 18 — зоны брекчирования. Конкрекции: 19 — кремнистые, 20 — сульфидные, 21 — строматолиты, 22 — микрофитолиты, 23 — стилолиты, 24 — глауконит.

но в пластах глауконитсодержащих песчаников, характеризуется сочетанием мульдобразных перекрестных серий с вогнутыми смещенными границами (фиг. 1) или чередованием серий с однонаправленным падением слоев. Такие серии взаимно срезают друг друга.

Часто наблюдается сочетание косо- и линзовидно-волнистой слоистости прибрежно-морского типа (фиг. 2). Слойки в косослойчатых сериях однонаправленные, реже разнонаправленные, прерывистые. К основанию серий они иногда выполаживаются, наклон их не превышает 18—25°.

В средней части толщи встречаются полные и неполные трещины усыхания. Полные представляют собой систему пересекающихся трещин, образующих в совокупности полигональные участки различных

агрегатом изометричных зерен доломита размером от 0,01 до 0,1 мм. В некоторых прослоях присутствуют кластогенный материал, рассеянные кристаллы пирита, глауконит, а также желваки кремнеи. Судя по химическому анализу (см. табл. 4), это алевролиты доломиты с содержанием  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  (84,97%),  $\text{CaCO}_3$  (1,1%), н. о. (8,5%).

Для терригенных пород обеих толщ карьерной свиты весьма характерными минералами тяжелой фракции являются циркон, турмалин, рутил, лейкоксен, в незначительных количествах присутствуют анатаз, ильменит, сфен, флюорит, гранат, апатит, корунд, магнетит, пирротин (см. табл. 2, рис. 7). Средние содержания минералов по свитам и их типоморфные особенности приведены в работе Б. Б. Пучковой и Н. С. Подгорной (1966).

В отложениях аргиллит-песчанниковой толщи из текстур наблюдаются слоистость, трещины усыхания и знаки ряби (рис. 11). Установлены три морфологических типа слоистости: горизонтальная, косая и волнистая. Горизонтальная широко развита в алевролитах и карбонатных породах, она мелкая, прерывистая и по простиранию нередко переходит в линзовидно-волнистую. Косая слоистость наблюдается преимущественно



размеров и конфигурации (фиг. 3). Неполные — радиально расходящиеся или беспорядочно расположенные пересекающиеся прерывистые трещины. В районе фактории Курепа в пласте кварцевых глауконитосодержащих песчаников мощностью 40 см наблюдалось пять уровней пространства неполных трещин усыхания.

Знаки ряби по форме гребней и расположению их в плане разделяются на два типа. Первый представлен субпараллельными извилистыми валиками асимметричного профиля. Подобная рябь напоминает «барханчиковую» (Попов, Бабадаглы, 1963), встречающуюся в отложениях подводно-дельтового и волнопробойного фациальных поясов. Ко второму типу отнесена симметричная рябь, состоящая из системы узких прерывистых гребней, разделенных широкими овальными ложбинками. Линии гребней не всегда параллельны, иногда они изгибаются и дихотмируют (Гавриленко, 1973).

Рассмотренные текстурные особенности отложений аргиллитопесчаниковой толщи позволяют сделать вывод, что формировалась она в морском бассейне на небольших глубинах в области прибрежного мелкоморья и подводных дельт. Волноприбойные знаки, широкое развитие трещин усыхания и внутрипластовых брекчий свидетельствуют о миграции береговой линии и о неоднократном осушении отдельных участков седиментации.

### Суктальминская свита

Как было показано выше, она представлена флишеподобным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и смешанных известково-доломитовых пород. В северо-западном направлении флишонды замещаются грубообломочными валуно-галечниковыми породами — «тиллитами», содержащими продукты базальт-трахибазальтового вулканизма.

Среди песчаников выделяются две разновидности. Первая представлена очень крепкими голубовато-серыми породами, имеющими глыбовую или толстоплитчатую отдельность. Песчаники в основном массивные, но иногда обнаруживают слоистость. По гранулометрическому составу это отчетливо разнозернистые породы с преобладающей мелко-, среднеспесчаной фракцией. Состав обломков разнообразен, и содержание его меняется от слоя к слою от 40 до 80%. Основная масса их представлена кварцем (55—70%), полевыми шпатами (25—40%). В различных соотношениях присутствуют микрокварциты, обломки карбонатных пород, микросланцев, песчаников, основных и кислых эффузивов, халцедона, листочки мусковита, хлорит, гидратизированный биотит, турмалин, циркон. Обломочный материал плохо окатан — форма обломков преимущественно угловатая, остроугольная. Цемент пород базальный, участками поровый и соприкосновения; по составу — глинисто-хлорит-карбонатный и глинисто-карбонатный с примесью хлорита. Структура пород типично псаммитовая, текстура беспорядочная.

Вторая разновидность песчаников отличается четко выраженной плитчатой отдельностью. В гранулометрическом составе преобладают мелкопесчаная фракция, сортировка по размеру несколько лучше. Количество обломочного материала варьирует от 60 до 85%. Состав его и степень окатанности идентичны первой разновидности. Количество слюдистых минералов возрастает до 10—15%.

Текстура пород слоистая, обусловленная ориентированным расположением слюд и кластогенного материала. Цемент песчаников базальный, иногда поровый, по составу гидрослюдисто-карбонатный. На термоквивых песчаниках отчетливо выделяются эндоэффекты хлорита

(570, 600°C), железистого доломита (800, 840°C). Глинистые минералы, по данным Д. Д. Котельникова, Н. А. Солодковой (1971), представлены сильно дегидратированной гидрослюдой, ассоциирующей с хлоритом.

Алевролиты — массивные, иногда слоистые породы зеленовато-серого цвета, по вещественному составу очень близкие вышерассмотренным песчаникам. Обломочная часть их состоит из остроугольных обломочков кварца и незначительной примеси обломков полевых шпатов, микрокварцитов, эффузивных пород, листочков биотита, зерен рудного минерала. Количество обломочного материала составляет 55—70%. Цемент алевролитов базальный, иногда выполнения пор; представлен микро- или тонкозернистым глинисто-карбонатным материалом с примесью хлорита и гидрослюд. На термограммах этих пород (см. рис. 10) выделяются эндозффекты анкеритистого доломита (770, 830°C), гидромусковита (120, 290°C), хлорита (570, 600°C). Глинистые минералы представлены сильно дегидратированной гидрослюдой, с существенной примесью хлорита (Котельников, Солодкова, 1971).

Аргиллиты — темно-серые, почти черные, плотные породы с типичной шаровидной и редко пластинчатой отдельностью. Под микроскопом видна тонкодисперсная смесь глинисто-карбонатного вещества, на фоне которой наблюдается редкая примесь остроугольных обломков кварца алевритовой размерности. Глинистая часть пород (см. рис. 10) представлена гидрослюдисто-хлоритовым комплексом с примесью гидромусковита и пирита; карбонатная — анкерито-доломитом (эндозффекты при 800, 830, 880°C). Карбонатность аргиллитов увеличивается снизу вверх. Характерная особенность пород — постоянное присутствие органического вещества, рассеянного в виде мельчайших изометричных скоплений желтовато-бурой окраски.  $S_{орг}$  в аргиллитах содержится 0,9—1,2%, что заметно выше по сравнению с песчаниками и алевролитами, где оно колеблется в пределах 0,5—0,7%.

Карбонатные породы в отложениях свиты встречаются редко. Характеризуются они неоднородным химическим составом (см. табл. 4) и значительным содержанием терригенной примеси. Среди них выделяется ряд переходных разностей от доломитовых известняков до безызвестковых доломитов. Породы темно-серой окраски, плотные, с раковнистым изломом, под микроскопом виден криптозернистый однородный материал, на фоне которого неравномерно пятнами распределены участки, сложенные лапчатыми зернами доломита. Количество нерастворимого остатка колеблется от 10,4 до 30,6%.

Тяжелые минералы пород флишоидной толщи представлены, в основном апатитом, турмалином, цирконом; в единичных знаках устанавливаются лейкоксен, рутил, анатаз, эпидот, гранат, пирротин, пирит, магнетит (см. табл. 3, рис. 7).

Отложения суктальминской свиты отличаются набором текстурных знаков, характерных для флишевых толщ вообще (Вассоевич, 1948, 1951, 1953; Гроссгейм, 1946, 1955; Логвиненко, 1961; Пушаровский, 1948; Хворова, 1955). К ним относятся различные типы слоистости, слепки с борозд размыва, знаки внедрения и ряби, подводного оползания (Гавриленко, 1973).

Среди слоистых текстур в отложениях свиты выделяются горизонтальная, косая и волнистая, образующие различные взаимосочетания. Горизонтальная слоистость наблюдается по всему разрезу толщи, но приурочена, главным образом, к аргиллитам и в меньшей мере — к алевролитам и песчаникам. Косая однонаправленная слойчатость характерна для нижних частей толщи и приурочена к мелкозернистым песчаникам. Отличается она чередованием горизонтально- и косослойчатых серий. В нижних частях свиты встречается также косая попере-

менно разнонаправленная клиновидная слоичатость, образованная чередованием крупных (до 0,6 м) серий косых слоек с отчетливо непараллельными, срезающими друг друга границами. Широко распространена, особенно в средней части свиты, косоволнистая слоичатость (фиг. 4).

Весьма характерны и такие текстурные знаки, как слепки с борозд размыва, по форме и рельефности разделяющиеся на язычковые, валико-бугорчатые и другие разновидности (фиг. 5), образование которых обусловлено размывом донными течениями с одно- или разнонаправленным вихревым током воды (Вассоевич, 1953; Гроссгейм, 1955; Хворова, 1955). Большим разнообразием отличаются знаки внедрения, среди которых выделены лопастные, ребристые, гребенчатые, почковидные и др. (фиг. 6, 7) (Гавриленко, 1973).

Знаки ряби наблюдались во флише симметричные, асимметричные и сложные. Первые два типа встречены в нижней и верхней частях толщи, сложные — только в нижней (фиг. 8, 9). В карбонатных породах встречаются подводно-оползневые текстуры. Деформации проявились очень сильным смятием слоек с образованием причудливо изгибающихся макро- и микроскладок. Несмотря на интенсивную слоичатость, породы в целом лишены трещиноватости, что свидетельствует об оползании осадка в пластическом состоянии, т. е. в разжиженном карбонатном иле.

Все эти текстурные признаки и особенно характер распределения их в разрезе свиты показывают, что в целом довольно однородно построенная толща различными своими частями отражает направленное изменение условий осадконакопления и соответствует разным фациальным поясам морского бассейна. Нижние части толщи, тесно связанные с подстилающими прибрежно-морскими образованиями аргилито-песчаниковой толщи и характеризующиеся преимущественным развитием крупной диагональной слоистости, наличием знаков ряби асимметричного типа, соответствуют наиболее глубоководной части прибрежного мелкоморья, изобилующего донными течениями. Средняя часть свиты, несущая различные типы гироглифов и косоволнисто-слоичатых текстур, сформировалась в более глубоководной части бассейна — в области суспензионных течений. Верхние части свиты по условиям образования близки нижним. Таким образом, нижние и средние части толщи образовались в условиях трансгрессирующего моря, а верхняя знаменует собой начало регрессии, о чем косвенно свидетельствуют и перекрывающие флиш красноцветные отложения суворовской свиты.

Литологический состав грубообломочных валанно-галечных отложений суктальминской свиты особо здесь не рассматривается, поскольку эти образования достаточно подробно описаны в литературе. Заметим лишь, что мы полностью присоединяемся к мнению В. Н. Григорьева, М. А. Семихатова (1958), Н. С. Подгорной и А. Г. Гурьева (1960) о нормально-осадочном происхождении этих образований. Об этом свидетельствуют постепенные переходы валунно-галечных пород (р. Вороговка) по простираанию в конгломераты (реки Чивида, Чапа) и флишеидные отложения (руч. Листвяжный на р. Вороговка и руч. Сухой на р. Тея), а также переслаивание крупноглыбовых отложений с полимиктовыми песчаниками, туфогенными породами, туфами и покровами эффузивов (Подгорная, Гурьев, 1960; Митронов, Ножкин, 1972).

В последние годы получены данные по составу цементирующей массы валунно-галечных образований. В частности, исследованиями Д. Д. Котельникова и Н. А. Солодковой (1971) доказана идентичность состава глинистых минералов, «тиллитов» р. Чивида, не содержащих примеси вулканических продуктов, составу глинистых минера-

Таблица 6

Химический состав цемента тиллитоподобных пород и туфов базальт-трахибазальтового состава

Компонент	1	2
SiO <sub>2</sub>	55,84	47,0
TiO <sub>2</sub>	0,49	2,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,87	14,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,55	5,96
FeO	2,77	7,0
MnO	0,10	0,13
MgO	4,65	7,29
CaO	10,79	2,76
Na <sub>2</sub> O	0,17	1,31
K <sub>2</sub> O	1,77	3,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,13
П. п. п.	12,69	7,29
Сумма	99,77	99,86

Примечание. 1 — туфогенный цемент тиллитоподобных пород (2 анализа), руч. Листвяжный; 2 — лито- и витрокристаллокластические туфы базальт-трахибазальтового состава (3 анализа), руч. Листвяжный.

лов песчаников и аргиллитов флишевой части разреза. Этот состав отвечает сильно дегидратированной гидрослюде и хлориту. Цементирующая масса таких грубообломочных пород имеет обычно темно-серый цвет.

Северо-западнее, начиная от руч. Листвяжного и далее вниз по р. Вороговка, в составе цементирующей массы, как показали наши исследования, значительную роль играет вулканогенный материал. Цемент обычно зеленовато-серый, розовато-красный и вишневый. Содержание пирокластического материала в нем достигает 40—60%. Химический состав цемента характеризуется повышенным содержанием CaO, MgO и низким — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (табл. 6), и в этом отношении он близок к основным туфам, существенно отличаясь от состава глинистых пород. Под микроскопом видна бурая слабополяризуемая масса с существенной примесью хлорита, развивающегося совместно с карбонатом по стекловатой пирокластике. Существенно хлоритовый состав цемента туфогенных пород обнаруживается и дифрактометрическим исследованием (Котельников, Солодкова, 1971).

Выше уже отмечалось широкое развитие лавовых покровов и туфовых горизонтов базальт-трахибазальт-трахиандезитового состава в разрезе «тиллитовой» толщи бассейна р. Вороговка. Интересно, что вулканогенные образования такого состава приурочены исключительно к полям развития тиллитоподобных пород и не известны в синхронных им флишеидных отложениях более южных районов. В этом, несомненно, проявляется вполне определенная связь, позволяющая несколько по-другому подойти к вопросу о генезисе таких «тиллитов».

Действительно, наличие вулканогенного материала в самих «тиллитах», их тесная пространственная связь с продуктами вулканизма, постепенные фациальные переходы этих образований во флишеидные и пирокластические осадки свидетельствуют о том, что тиллитоподобные породы, будучи специфической фацией морских отложений, сформировались в условиях интенсивной вулканической деятельности, послужившей, с одной стороны, «толчком» для интенсивного разрушения горных сооружений прибрежной кордильеры и скальных островов, а также оползневых явлений, а с другой — поставщиком обломочного (особенно пеплового) материала, вливающего, видимо, в той или иной мере на текстурность селевых и других потоков. Присутствие вулкаников и в других районах развития тиллитоподобных пород (Чумаков, 1965) позволяет думать, что процессы вулканизма играли существенную, если не решающую, роль при образовании этих оригинальных отложений.

Таким образом, грубообломочные валунно-галечные образования с глинистыми или туфогенно-глинистым цементом следует рассматривать как своеобразные конгломераты прибрежно-морской фации, сформировавшиеся в приразломной зоне прогиба с весьма напряженным вулканотектоническим режимом. По удалении от этой зоны и от береговой линии «тиллиты» постепенно замещались ритмично-слонстыми флишеидными отложениями.

Сложена исключительно красноцветными терригенными отложениями, среди которых выделяются все разновидности, от гравийно-галечниковых конгломератов до аргиллитов.

Конгломераты встречаются редко, образуя местами базальный пласт переменной мощности. По гранулометрическому составу это плохо отсортированные гравийно-галечниковые породы сиренево-серого цвета, с алеврито-песчаным заполнением. Количество обломочного материала колеблется от 35 до 70%. В составе обломков — кварц (65—70%), калишпат (15—20%), кварциты (8—10%), филлитовидные сланцы (1—2%), кремни, кислые эффузивы. Окатанность галек преимущественно хорошая (3—4 балла). Заполняющий материал представлен хорошо окатанными и полуокатанными обломками кварца (75—80%), полевых шпатов (5—15%), микрокварцитов (5—8%), рудных минералов. Тип цемента конгломератов — соприкосновения, пленочный, по составу глинисто-железистый, кварцевый регенерационный.

Гравелиты и крупнозернистые песчаники также не распространены широко. Внешне это — вишнево-бурые или сиренево-серые породы, обломочный материал которых отличается слабой сортировкой по размерам. В составе обломков присутствуют кварц, халцедон (80—95%), полевые шпаты (5—10%), микрокварциты и кремнистые породы (3—5%), единичные зерна турмалина, полуразложенного глауконита, чешуйки мусковита, хлоритизированного биотита, циркон. Цемент пород пленочный, выполнения или контактовый, по составу глинисто-железистый и карбонатно-глинисто-железистый.

Песчаники — средне- и мелкозернистые, доминируют. Это вишнево-красные или сиренево-серые светлые породы с массивной неслоистой или горизонтально- и косослоистой текстурой. По минералогическому составу они близки рассмотренным выше грубозернистым разновидностям, отличаясь значительно лучшей окатанностью и сортировкой по размеру обломочного материала. Цемент пород железисто-карбонатный, глинисто-железисто-карбонатный, серицит-кремнистый, серицит-кремнисто-карбонатный, кварцевый регенерационный; по типу — соприкосновения, пленочный, местами выполнения пор. На терموкривых фракции  $< 0,01$  мм (см. рис. 10) отмечаются три эндотермических и один экзотермический эффекты. Эндоэффекты при 780 и 860°C соответствуют анкеритизированному доломиту; эндоэффект при 580°C и экзоэффект при 920°C — гидрослюде; эндоэффект при 620°C характерен хлориту. Судя по дифрактометрическим кривым, фракции  $< 0,001$  мм (Котельников, Солодкова, 1971), ассоциация глинистых минералов цемента этих пород представлена сильно дегидратированной гидрослюдой, близкой к серициту, с примесью хлорита.

Алевролиты довольно широко распространены в верхней половине суворовской свиты. Обломочный материал их по составу сходен с таковым песчаников. Цемент глинисто-железистый, глинисто-железисто-карбонатный, с примесью хлорита и слюды; по типу — поровый, пленочный и контактовый. На термокривых фракции  $< 0,01$  мм (см. рис. 10) выделяются эндоэффекты доломита (810, 840°C) с анкеритом (780°C), хлорита (580, 590°C). Эндоэффекты при температурах 110, 570, 940°C, а также экзотермический при температуре 920°C соответствуют гидрослюде, эндоэффект при 270°C — гидрогетиту.

Аргиллиты наименее распространены в отложениях свиты. Это плотные однородные породы с массивной текстурой и толстоплитчатой отдельностью, состоящие из глинисто-железистого или глинисто-железисто-карбонатного вещества, цементирующего то или иное количество мелко- или крупноалевритового материала. Термокривые образцов аргиллитов и алевролитов аналогичны (см. рис. 10). На диф-

рактометрических кривых глинистых разностей красноцветов р. Тея наряду с дегидратированной гидрослюдой и хлоритом установлена примесь каолинита (Котельников, Солодкова, 1971).

В породах суворовской свиты среди тяжелых минералов преобладают турмалин, апатит, циркон; в подчиненном количестве присутствуют гематит, титано-магнетит, ильменит; в единичных знаках устанавливаются гранат, ставролит, малахит, пирит (см. табл. 2, рис. 7).

По всему разрезу свиты наблюдаются различные типы слоистости, знаки ряби, трещины усыхания, следы размыва, а в верхних частях — типичные пудинговые текстуры.

Среди слоистых текстур свиты выделяются горизонтальная, косая и волнистая. Горизонтальная слоистость представлена чередованием различно окрашенных слоев мощностью до 1,5—2 см, отличающихся струйчатым обогащением минералами тяжелого шлиха или же неравномерным распределением гидроокислов железа. Мощность горизонтально-слоистых серий варьирует от 1 до 18 см. Обычно они чередуются с неслойчатыми и косоволнисто-слоистыми слоями. Последние характеризуются сочетанием мультислойчатых косослойчатых серий со смещенными границами или комбинацией горизонтальной и косоволнистой слоистости. Рисунок слоистости сплошной, реже прерывистой. Границы серий отчетливые, взаимосрезающие.

Знаки ряби симметричные, асимметричные и сложные, преимущественно развиты последние два типа. Симметричная рябь (фиг. 10) представлена системой дихотомически ветвящихся прерывистых, иногда пересекающихся гребней, разделенных коротко-линзовидными или удлиненными желобками. Образование такой ряби могло происходить в зоне прибрежного мелководья замедленными, меняющими направление волновыми движениями воды (Шрок, 1950; Хворова, 1957).

Асимметричная рябь выражена широкими субпараллельными валиками, разделенными узкими неглубокими желобками (фиг. 11) или характеризуется извилистыми очертаниями гребней между слабо выраженными, нередко затухающими на очень коротком расстоянии, желобками. Эта разновидность относится к типу ряби течения. Образование ее возможно в русловых и приустьевых частях постоянно действующих водотоков. К особой разновидности отнесены знаки, названные «петлеобразными» (Денисова, 1970). В плане они выражены широкими, изгибающимися косонависающими валиками, создающими подобие прерывистых петель, меняющих по простиранию свои размеры. Возникновение их связывается с действием временных потоков. К сложному типу отнесены ячеистые знаки, представляющие собой сочетание разнонаправленных рельефных возвышений, имеющих сложные извилистые очертания. Подобная рябь образуется под действием разнонаправленных турбулентных течений, сопровождающихся вращательным течением воды (Dzuliniski, 1965).

Наблюдаются трещины усыхания полного морфологического типа, пересекаясь между собой, они образуют крупные (15×18—35 см) полигональные участки с грубой сетчатой поверхностью.

Характерными текстурными знаками свиты являются знаки, представляющие собой неправильно-угловатые углубления на поверхностях напластования песчаников, выполненные пелитовым материалом. Образование этих знаков можно объяснить захоронением в песчаном материале обломков, вымытых турбулентным течением из слабо уплотненных глинистых осадков.

Рассмотренные текстурные особенности красноцветных отложений свидетельствуют о формировании их в прибрежной, наиболее мелководной, периодически осушаемой части водоема (ватты), в области надводных дельт, с участием временных и постоянных водотоков.

Нижняя доломитовая пачка имеет исключительно монотонное строение. Сложена она глинисто-алевритистыми доломитами, содержащими в своем составе тонкие прерывистые прослои глинисто-железистых аргиллитов.

Доломиты — светлo-вишневые или розоватые породы, массивные или тонкослоистые, содержащие прерывистые слои глинисто-железистого материала, большое количество разнонаправленных карбонатных прожилков мощностью до 1,5—2 см, а также пересекающиеся стилолитовые швы. Породы сложены сплошной однородной массой плотно упакованных мелких зерен доломита. Содержание  $\text{CaCO}_3$  в них (см. табл. 4) колеблется от 0,5 до 2,8, иногда достигая 19,3%, количество нерастворимого остатка составляет 8,3—15,9%.

В строении верхних терригенно-известняковых пачек участвуют терригенно-карбонатные и терригенные породы, причем к группе смешанных терригенно-карбонатных пород относятся известняки, включающие от 5 до 30% терригенного материала (Хворова, 1958). По генетическому признаку выделяются хемогенные и биохемогенные известняки.

Хемогенные известняки — весьма плотные неяснозернистые породы кремово-серой, розовой или светло-вишневой окраски. Основная масса их сложена тонкозернистым кальцитом, в котором неравномерно рассеяны ромбоэдрические кристаллы доломита. Примесь терригенного материала алевритовой размерности представлена остроугольными обломочками кварца. Химический состав пород (см. рис. 4) испытывает существенные колебания: карбонат кальция составляет 59,5—91,1%; доломит — 0,7—18,9%, н. о. — 61,1—24,0%.

Биохемогенные известняки занимают главенствующую роль в верхней половине толщи. Они подразделяются на микрофитолитовые и строматолитовые разности. Первые преобладают в разрезе. Микрофитолитовые известняки — это буровато-красные или вишнево-серые породы, сложенные желваками самой разнообразной формы, сцементированными железисто-карбонатным материалом, с тем или иным количеством терригенной примеси. Размер обособлений варьирует от сотых долей миллиметра до 7—8 см в поперечнике. Микрофитолиты составляют около 30—80% объема породы и распределяются в ней хаотично (в случае преобладания цемента) или упорядоченно, образуя слои, обогащенные желваками.

Основные морфологические типы стяжений по микроструктурным особенностям подразделяются на концентрически-слоистые, радиально-лучистые и сгустково-комковатые. Цементирующий материал представлен смесью карбоната кальция, аутигенного глауконита, гидроокислов железа. Микрофитолитовые известняки представлены чистыми или доломитистыми разновидностями. Количество нерастворимого остатка колеблется от 4,03 до 33,4% (см. табл. 4). Строматолитовые известняки распространены в основном в самой верхней пачке. По характеру построек среди строматолитовых образований выделяются пласстовокупольные, желваковые и цилиндрические. Как правило, породы содержат примесь терригенного материала мелкоалевритовой размерности. Количество нерастворимого остатка составляет (см. табл. 4) 6,2—9,1%, примесь доломита не выше 9,7%.

Терригенные породы в разрезе свиты образуют маломощные прослои среди карбонатных отложений и представлены песчаниками и алевритами.

Песчаники — вишнево-красные или розово-серые с зеленоватым оттенком породы, массивные, реже слоистые, обычно мелко- или разнозернистые, по составу мономинеральные кварцевые с редкими зернами

полевых шпатов, турмалина, чешуйками слюды. Цемент пород по составу смешанный, железисто-карбонатный, в отдельных прослоях карбонатно-железисто-кремнистый с постоянной примесью (иногда до 8—10%) глауконита и глинистого материала.

Алевролиты — тонко- и листовато-слоистые породы, окрашенные в розовато-кремовые или зеленовато-серые тона. Как и в песчаниках, в составе обломков резко преобладает кварц, встречаются зерна полевого шпата, турмалина, циркона, листочки слюд, сцементированные глинисто-карбонатным материалом, представленным кальцитом, доломитом и тонкочешуйчатым агрегатом хлорита, гидрослюд, мусковита (см. рис. 10).

Восточнее, в разрезах по р. Тея (приустьевые части ручьев Глубокого и Юхталик), состав подъемской свиты существенно изменяется. В нижних горизонтах свиты красноцветные конгломераты и гравелиты чередуются с доломитистыми песчаниками и алевролитами, а также песчанистыми доломитами. Конгломераты крупно- и среднегалечниковые вишнево-бурые, неслоистые, состоят из несортированных плохо окатанных обломков подстилающих рифейских филлитов, сцементированных железисто-карбонатно-песчанистым материалом. Песчаники базальных горизонтов вишнево-красные, неравномерно-грубозернистые, литокластические с железисто-карбонатным цементом. Примерно в 12—15 м от подошвы свиты они становятся розовато-серыми, количество обломочного кварца увеличивается, а железистого вещества уменьшается, в них появляются слоистость и признаки сортировки обломочного материала, а также маломощные прослои песчанистых доломитов. Последние образуют также и более мощные (40—50 м) горизонты. Доломиты вишневые, всегда песчанистые, онколитовые, иногда содержат мелкие желваковые строматолиты.

Верхняя, более мощная часть разреза свиты, в восточных разрезах имеет флишoidный характер строения. На р. Тея, ниже руч. Юхталик, в низах этой пачки наблюдается чередование вишневых алевролитов, аргиллитов и полосчатых доломитов. Выше в них появляются прослои зеленоватых и сиреневых известковистых кварцевых песчаников и алевролитов с глауконитом. Средняя часть разреза пачки представлена переслаиванием светло-серых песчанистых доломитов с пластами желтых и светло-сиреневых известковистых кварцевых песчаников и алевролитов. Песчаники очень плотные, имеют кварцитовидный облик, в основании пластов иногда содержат гравийные зерна кварца и осадочные брекчии. Верхние горизонты пачки имеют отчетливо полиритмичное строение, с чередованием светло-серых доломитистых кварцевых песчаников, зеленовато-серых алевролитов и алевропелитов и светлых доломитов.

Из текстурных знаков в западных разрезах подъемской свиты наблюдались только слоистость и бугорчатые гнероглифы (см. рис. 11), а в восточных, кроме того, — знаки ряби и трещины усыхания.

Доломитовая пачка Уволжского грабена характеризуется развитой по всему разрезу горизонтальной слоичатостью, обусловленной чередованием разноокрашенных слоев, в различной степени обогащенных примесью алевритисто-глинистого или глинисто-железистого материала. Формирование ее происходило, вероятно, в полузамкнутых засоляющихся бассейнах лагунного типа, со спокойной, не нарушаемой волнениями и течениями, седиментацией.

В вышележащих терригенно-известняковых отложениях изредка отмечается крупная косая перекрестная слоичатость со смещенными границами серий, слои в смежных сериях параллельны и разнонаправлены. В сильно алевритистых онколитовых известняках нередко крупная диагональная слоистость, характеризующаяся чередованием неясногоризонтально-слоистых и косослойчатых серий мощностью от 5



до 10 см. В песчаниках сложная слоистость представлена чередованием серий с полого-волнистой и косо-волнистой слоистостью. Слоистость мелкая, слабо смещенная. Среди трещин усыхания встречаются полные и неполные. Обращают на себя внимание гигантские полные трещины усыхания с видимой глубиной проникновения не менее 5 см в отложениях свиты района Талых островов (фиг. 12). Размер полигонов достигает 0,7×1,8 м. Из прочих текстурных признаков наблюдались слепки со знаков симметричной ряби и бугорчатые гнедроглифы.

Косоволнисто-слоистые текстуры, постоянные примеси терригенного материала, глауконита, широко развитые онколиты, трещины усыхания, местами знаки ряби волнового типа, а также пестроцветная окраска пород свидетельствуют о том, что накопление отложений свиты происходило в мелководных бассейнах лагунного типа, зачастую изобилующих волнениями и течениями.

### Немчанская свита

На всей своей площади представлена преимущественно терригенными отложениями, в составе которых по гранулометрическому признаку выделяются конгломераты и гравелиты, грубонеровнозернистые и мелко-, среднезернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Серые, массивные, иногда засоленные доломиты слагают самые верхние горизонты свиты.

Конгломераты и гравелиты в верхней половине свиты слагают горизонт переменной мощности, имеющий невыдержанное линзовидное строение. Они ассоциируют с грубонеровнозернистыми песчаниками, образуя с ними постепенные взаимопереходы. По гранулометрическому составу это весьма плохо отсортированные сиренево-серые гравийно-галечниковые породы, состоящие из хорошо окатанных галек кварца (90—95%) и микрокварцитов размером до 1—3 см. Песчанистый заполняющий материал представлен среднеокатанными обломками кварца (70—75%), микрокварцитов (15—20%), встречаются зерна полевых шпатов, листочки биотита, турмалина. Тип цемента конгломератов базальный и поровый, по составу глинисто-железистый, местами кварцевый регенерационный.

Грубонеровнозернистые песчаники в составе свиты имеют подчиненное значение, развиты в средней ее части, в бассейне р. Чапа, стратиграфически ниже и выше конгломератов. Характеризуются они хорошей окатанностью (3—4 балла) обломочного материала (65—90%) и слабой отсортированностью его по размерам. В разрезах по р. Тея в составе обломочного материала преобладают кварц (80—85%), обломки микрокварцитов, полевых шпатов, зерна турмалина, циркона, чешуйки слюд имеют подчиненное значение. В бассейне р. Чапа породы местами резко обогащены калиевыми полевыми шпатами (до 10—30% объема). Цемент песчаников поровый и соприкосновения, а по составу — глинисто-железистый и глинисто-карбонатно-железистый.

Мелко-, среднезернистым песчаникам и алевролитам в строении свиты принадлежит основная роль. По вещественному составу эти отложения близки, но отличаются размерностью обломочного материала, степенью окатанности, отсортированности и сгруженности. Породы вишнево-красные или светло-вишневые, с отчетливой толсто- или тонкоплитчатой отдельностью. В отдельных случаях в них наблюдаются зонки (3—5 см) зеленоцветного, видимо, гипер-

генного изменения, характеризующиеся выносом из цемента красящего железистого пигмента и развитием глинисто-слюдистых минералов.

Количество обломочного материала непостоянно (60—80%), в составе обломков преобладает кварц, в нижней части свиты в заметном количестве (до 20—30%) присутствуют слюдистые минералы (хлорит, биотит, гидрослюда), представляющие продукты разрушения филлитовидных и кристаллических сланцев. Подчиненное значение имеют обломки микрокварцитов, кремней; встречаются единичные зерна турмалина, циркона.

Полевые шпаты представлены исключительно ортоклазом и микроклином, причем содержание их заметно меняется. Если в нижней половине свиты количество полевого шпата не выше 1—2%, то в верхних горизонтах разреза, особенно на р. Чапа, оно поднимается до 10—20%. Обломочный материал полуокатан и окатан.

Состав и тип цемента песчаников и алевролитов разные, наиболее распространен поровый, глинисто-железистый. Весьма характерен пленочный железистый (гематитовый) цемент, а также базальный карбонатно-глинисто-железистый и глинисто-железистый, реже встречается регенерационный кремнистый цемент. По данным Д. Д. Котельникова и Н. А. Солодковой (1971), в цементе песчаников и алевролитов развита магнезиальная разновидность хлорита, присутствующая в виде самостоятельной фазы и входящая в состав неупорядоченного хлорит-монтмориллонитового смешанослойного образования. В некоторых местах цемент песчаников представлен почти чистой гидрослюдой.

Аргиллиты в разрезах свиты имеют подчиненное значение, встречаясь в виде маломощных прослоев в нижних и верхних ее частях. Это вишнево-красные, однородные или листоватые породы, представляющие собой тонкодисперсную смесь глинистых частиц, пелитоморфного карбоната и железистого вещества, в которой весьма неравномерно рассеяны остроугольные обломочки кварца мелкоалевритовой размерности. Глинистые минералы, согласно дифрактометрическому анализу (Котельников, Солодкова, 1971), хлорит-гидрослюдистого состава, причем хлорит железисто-магнезиальной разновидности.

В отложениях немчанской свиты встречены практически все из рассмотренных выше текстурных знаков. Наиболее распространены различные типы слоистости, знаки ряби, внедрения, следы струй стекания и трещины усыхания.

Выделены три основных типа слоистости: горизонтальная, косая и перекрестная, нередко сочетающиеся. Горизонтальная слоистость отмечена почти по всему разрезу свиты. Примерно в средней части свиты довольно широко развита крупная перекрестная, разнонаправленная слоистость аллювиального типа с сильно смещенными границами серии (фиг. 13).

В нижней и верхней частях разреза свиты распространены косослойчатые текстуры прибрежно-морского и дельтового типа, среди которых можно выделить две разновидности. Первая из них наиболее часто наблюдается и представляет собой (фиг. 14) незакономерное сочетание мультислойчатых косослойчатых серий, имеющих слабоогнутые, сильно смещенные границы. Слойки в смежных сериях разнонаправлены, к основанию они сходятся, выполаживаются (в пределах 15—20°). Вторая разновидность характеризуется чередованием горизонтально- и косослойчатых серий (фиг. 15). Косые слойки S-образной формы, к подошве и кровле серий они выполаживаются. Наклон их по отношению к границам горизонтально-слойчатых серий однонаправленный и составляет 0—20°.

Знаки ряби весьма характерны для отложений свиты, особенно для ее нижней и верхней частей. По морфологическим особенностям выделяются симметричные и асимметричные. Среди симметричных знаков ряби можно выделить 4 разновидности. Первая выражена длинными параллельными прямолинейными широкими гребнями, разделенными узкими щелевидными желобками (фиг. 16). Вторая разновидность представлена узкими параллельными и прямолинейными в плане валиками, разделенными широкими симметрично-округлыми желобками (фиг. 17). Третья разновидность симметричной ряби характеризуется системой примерно параллельных извилистых гребней. В плане рябь неоднородная, прерывистая, дихотомически ветвящаяся. Желобки узкие, щелевидные или широкие с пологим корытообразным дном. Четвертая разновидность встречается в совокупности с наложенными на нее трещинами усыхания и представляет собой систему криволинейно изогнутых, но сохраняющих параллельность мелких гребней, разделенных относительно широкими овальными желобками (фиг. 18).

Среди асимметричных знаков ряби также выделяется несколько разновидностей. Наиболее распространена крупная рябь, выраженная в плане широкими, с переменными очертаниями, линзующимися валиками, разделенными глубокими и широкими желобками (фиг. 19). Валики косо нависают над желобками. Вторая разновидность асимметричной ряби (фиг. 20) представлена субпараллельными узкими косо нависающими гребнями, разделенными широкими желобками. Валики несплошные, прерывистые, иногда ветвящиеся. Реже встречается почти прямолинейная кулисообразная мелкая рябь (фиг. 21), гребни которой прерывисты, иногда изгибаются и пересекаются. В 3,5 км ниже устья руч. Таежного, в правом борту р. Чапа встречены гигантские слепки со знаков ряби. Рябь асимметрична. Расстояние между гребнями 10—25 см, высота их 0,8—3 см. Гребни ветвятся, соединяясь, образуют крупные ячейки.

Знаки внедрения также разнообразны и широко распространены в отложениях немчанской свиты. По морфологическим особенностям выделяются лопастные, почковидные, валико-бугорчатые и др. Лопастные знаки внедрения (фиг. 22) характеризуются сочетанием линейно-вытянутых валикообразных лопастей асимметричного профиля и неправильно округлых бугорков, разделенных причудливо изгибающимися бороздками. Почковидные знаки внедрения (фиг. 23) — система слабо рельефных возвышений, густо усеивающих нижние поверхности мелкозернистых песчаников; сочетаясь друг с другом, они образуют в плане линейно-вытянутые ряды, разделенные узкими, причудливо изгибающимися бороздками. Валико-бугорчатые знаки внедрения представляются системой округлых бугорков и вытянутых изгибающихся валиков. Элементы знаков внедрения этого типа то часто усеивают нижние поверхности пластов песчаников, отделяясь друг от друга неправильными прерывистыми бороздками, то оказываются разобщенными.

Слепки с борозд размыва представляют собой совокупность удлиненно-изогнутых рельефных возвышений, одной стороной сливающихся с поверхностью пласта-знаконосителя. Следы струй стекания характеризуются системой веерообразно расходящихся, пересекающихся, но в целом линейно-ориентированных узких гребней, разделенных такими же узкими желобками.

Трещины усыхания (фиг. 24) распространены практически по всему разрезу свиты и встречаются, как правило, в совокупности со знаками ряби и косослойчатыми текстурами.

Рассмотренные текстурные признаки отложений немчанской свиты, распределение их по разрезу, в совокупности с особенностями строения свиты приводят к выводу, что формирование ее отложений происходило на фоне регрессирующего мелководного бассейна в прибрежно-морских

и континентальных условиях с широким участием временных и постоянных водотоков. К концу немчанского времени тектонические движения меняют свой знак и завершающий цикл осадконакопления происходит в условиях медленной морской трансгрессии.

## УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Исходя из особенностей строения карбонатно-терригенных толщ, литологического состава и текстурных признаков отложений, являющихся, как известно, важнейшими показателями условий осадконакопления, в предыдущем разделе сделаны выводы о фациальных обстановках формирования конкретных литологических комплексов. Эти представления с учетом сведений по геолого-структурному положению верхнедокембрийских толщ, пространственному изменению их состава и объема, палеотектонической позиции формирования отложений (Вотах, 1968; Гурьев и др., 1966; Ицков, 1970; Кириченко, 1965; Котельников, Солодкова, 1971; Постельников, 1973; Семихатов, 1962; Советов, 1974; Хаин и др., 1967) положены в основу характеристики условий осадконакопления в верхнерифейскую — вендскую эпохи.

1. В предчингасанское время, т. е. около 850 млн. лет назад, геосинклинальный режим на Енисейском краже повсеместно сменился орогенным, который продолжался около 200 млн. лет (Хаин и др., 1967; Постельников, 1973). С орогенным этапом связано значительное усиление тектонической дифференциации региона, проявление метаморфизма в толщах рифея и формирование в них гранитоидов. В осевой зоне продолжало более рельефно оформляться созданное еще в позднегеосинклинальную стадию компенсационное антиклинорное поднятие, а по восточной периферии региона возникла серия краевых впадин и прогибов (Яншин, 1965), занимавших разную тектоническую позицию (Постельников, 1973).

Одни из них унаследовали синклиновые структуры позднегеосинклинальной стадии (Ангари-Питский прогиб), подчеркивая закономерную связь собственно геосинклинальных и орогенных формаций, другие закладывались на глубоко размытом основании, вскрывавшем средне-рифейские толщи на крыле Центрального поднятия (Тейский и Уволжско-Курепский прогибы), а третьи формировались на кристаллическом фундаменте Сибирской платформы (Тасеевская впадина). Выполнены эти структуры мощной серией карбонатно-терригенных отложений, часть разреза которой представлена красноцветной молассой, сероцветным кварцево-песчаниковым, песчаниково-аргиллитовым и флишондным литологическими комплексами, а верхняя — карбонатными и красноцветными терригенными осадками.

2. Описанные нами верхнедокембрийские отложения чингасанской серии и немчанской свиты приурочены к северо-восточному крылу Центрального мегаантиклинория, осложненного более мелкими тектоническими структурами (Уволжский, Таловский грабены, Вороговская грабен-синклиналь, структуры Тейско-Чапской площади; см. рис. 2). Эти структуры сформированы на месте впадин и прогибов, в которых накапливались осадки. Заложение их произошло на восточных склонах самой мобильной части мегаантиклинория в пределах Центральной или Татарской зоны разломов, контролировавшей размещение гранитоидов, проявления кислого и основного вулканизма (верховья р. Вороговка), а также формирование осадков. Именно эти участки верхнерифейской области осадконакопления оказались наиболее прогнутыми, и в них наблюдаются самые полные разрезы чингасанской серии. К ним относятся юго-западные разрезы серии, развитые в современных структурах Уволжского и Дюбкошского грабенов.

Важной особенностью строения всего разреза является его полиритмичность, на что давно обратили внимание многие исследователи. Нами выделяются два крупных осадочных цикла: трансгрессивный (чингасанская серия) и регрессивный (немчанская свита или серия). Разрез осадочных толщ трансгрессивного цикла имеет трансгрессивно-регрессивное строение, поскольку континентальные отложения лопатинской свиты сменяются прибрежно-морскими накоплениями карьерной и далее морскими осадками суктульминской свит, а затем снова прибрежно-морскими и лагунно-континентальными отложениями суворовской и подъемской свит.

Трансгрессивный характер чингасанской серии в целом устанавливается потому, что каждая вышележащая свита имеет более широкое площадное распространение и несогласно, обычно с конгломератами в основании, лежит на метаморфических толщах докембрия, хотя в центральных, осевых зонах прогибов может быть связана постепенными переходами с подстилающими отложениями. Регрессивный цикл осадков немчанской свиты характеризуется регрессивно-трансгрессивным строением разреза. Красноцветные алевриты и песчаники прибрежно-морского типа сменяются гравелитами и конгломератами, носящими все признаки континентальных отложений, а затем типично морскими терригенными и карбонатными осадками.

Во время накопления верхних свит чингасанской серии и особенно отложений немчанской свиты прогиб постепенно смещался на восток и в конце венда он почти весь оказался на Сибирской платформе (Вотях, 1968; Постельников, 1973; Советов, 1974). В этом наиболее отчетливо проявляется регрессивность немчанского цикла осадконакопления. Постепенным смещением со временем области максимального прогиба на восток обусловлена и асимметрия в строении всей Тейско-Чапской структуры.

Каждый сложный осадочный цикл распадается на более мелкие ритмы нескольких порядков, которые в континентальных и лагунно-континентальных отложениях сравнительно слабо выражены, зато в прибрежно-морских и особенно морских глубоководных осадках проявлены весьма отчетливо. Эта особенность строения всего разреза чингасанской серии отмечена в работе Е. С. Постельникова (1971), а для флишoidных пород убедительно показана В. Н. Григорьевым (1956).

3. Формирование пород верхнерифейско-вендского комплекса началось с накопления грубообломочных отложений лопатинской свиты, образованию которых предшествовал длительный континентальный перерыв, в течение которого сформировалась кора выветривания, содержащая каолинит. Начало лопатинского времени характеризуется возобновлением на всей территории северо-восточной части Енисейского края дифференциальных тектонических подвижек, результатом которых явилось образование в центральной части исследуемого района Нойбинского поднятия, а по обе стороны от него двух узких прогибов: Тейского и Уволжско-Курепского; западнее последнего находилось основное Центральное компенсационное поднятие.

Эти прогибы представляли, видимо, две параллельные цепочки впадин (например, в западной части — Таловская, Курепская, Уволжская, Вороговская), которые быстро заполнялись терригенным грубообломочным материалом, сносимым временными и постоянными водотоками с соседних поднятий. Накопление осадков в Уволжско-Курепской структуре происходило на фоне более активных тектонических процессов в зоне разлома, благодаря чему стало возможным формирование мощной толщи преимущественно грубообломочных образований. В Тейском прогибе обстановка была более спокойной, там накапливались, главным образом, песчано-глинистые осадки. Обломочный материал попадал в

теплый мелководный бассейн, отличающийся заметным окислительным потенциалом (Котельников, Солодкова, 1971<sub>2</sub>).

Влажный климат чередовался с засушливыми сезонами, в течение которых железо теряло подвижность и выпадало в осадок (Страхов, 1963). К концу лопатинского времени в западной части Тейского прогиба существовало открытое мелководное море, в прибрежной части которого в условиях пологого рельефа области сноса и начавшегося интенсивного химического выветривания на суше накапливались отложения терригенно-карбонатной толщи. В Уволжско-Курепском прогибе устанавливается малоподвижный режим, на отдельных участках бассейна седиментации создаются условия, благоприятствующие карбонатообразованию. Постепенное обмеление бассейна и теплый климат способствовали широкому развитию онколито- и строматолитообразующих водорослей. В восточной и южной частях прогиба карбонатообразование было ограничено, сюда продолжает сноситься терригенный материал, пульсирующее поступление которого временами подавляло карбонатонакопление.

Дальнейшее развитие района продолжается на фоне интенсивного химического выветривания, способствовавшего нивелировке рельефа Нойбинского поднятия и прилегающих областей и развитию трансгрессии, что привело к некоторому сокращению площади Центрального поднятия и расширению прогибов. С этой эпохой связано формирование толщи кварцевых песчаников (карьерная свита), отличающихся повышенным содержанием каолинита в цементе. Хорошая окатанность и удовлетворительная сортировка обломочного материала многих горизонтов толщи свидетельствуют о том, что наряду с местным источником сноса существовал другой, более удаленный, который, судя по замерам косой слоистости, находился на востоке, в пределах Сибирской платформы.

Вторая половина этой эпохи характеризуется беспокойным гидродинамическим режимом осадконакопления, отличающимся неоднократной миграцией береговой линии и осушением отдельных участков седиментации, на что указывают широко развитые в разрезе волноприбойные знаки, трещины усыхания, внутрислоевые брекчии. В условиях такого мелководного бассейна на значительной площади формировалась аргиллито-песчаниковая толща с глауконитом. В отдельных участках бассейна в короткие промежутки времени создавались предпосылки для хемогенной садки карбонатов.

К началу суктальминского времени район полностью был затоплен морем, и в его пределах образовался типичный некомпенсированный прогиб, куда сносились огромное количество свежего, не измененного выветриванием обломочного материала, слагающего флишоподную толщу. В северо-западной прибрежной части обширного глубоководного бассейна, в зоне ограничивающего прогиб разлома, тектоническая обстановка была особенно напряженной. Здесь проявлялся субщелочной базальтоидный вулканизм, формировались валунно-галечные конгломераты («тыллиты»).

Последующее ослабление тектонической деятельности, смена нисходящих движений на восходящие привели к обмелению бассейна седиментации. Красноцветные песчаники суворовской свиты формировались на фоне регрессирующего в сторону платформы моря. Примесь каолинита в терригенных породах свидетельствует о поступлении в бассейн с некоторых участков суши довольно выветрелых пород. К началу накопления терригенно-карбонатных отложений подъемской свиты район представлял собой выровненную поверхность, на отдельных участках которой образовался ряд мелководных полузамкнутых бассейнов островного типа с повышенной соленостью вод. В отдельных частях бассейна отлагались доломиты, а в других вследствие подтока

речных вод и поступления некоторого количества терригенного материала — известково-доломитовые илы с прослоями терригенных илов, а местами и чистых известковистых осадков. Мелководность бассейнов, хорошая прогреваемость и удовлетворительный солевой режим предопределили развитие онколитообразующих водорослей.

Немчанское время ознаменовалось регрессией моря со значительной территории северо-восточной части Енисейского кряжа. Осевая часть Тейского прогиба переместилась в восточном направлении, в сторону Сибирской платформы. Западные границы области сноса значительно расширились благодаря активному росту Центрального сводового поднятия. Осадконакопление в западной части этого прогиба происходило на фоне регрессирующего мелководного моря, а затем в условиях прибрежной аллювиальной равнины и континентальной обстановки. Об этом свидетельствует общий характер строения разреза, характеризующийся сменой горизонтально-слоистых алевролитов и песчаников с прослоями известковистых аргиллитов, грубозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с крупной перекрестной разнонаправленной слоистостью аллювиального типа, а также многие другие текстурные признаки.

В средненемчанское время произошло новое поднятие центральной осевой зоны кряжа, являющейся областью сноса терригенного материала на платформу. И только к концу немчанского времени тектонические движения меняют знак и осадконакопление происходит в условиях медленной морской трансгрессии, наиболее широко проявленной в раннекембрийскую эпоху.

Таким образом, в конце чингасанского и в первой половине немчанского времени произошла нивелировка горных сооружений. К началу нижнекембрийской, а точнее, вендской — нижнекембрийской трансгрессии на кряже, как и на других обширных территориях байкалид, существовала плоская суша (Тектоника Евразии, 1966). Раннекембрийская история ознаменовалась формированием на Сибирской платформе и в ряде окружающих ее регионов единой соленосной карбонатной формации. Сравнительная выдержанность разреза на территории кряжа и в прилегающих частях Сибирской платформы свидетельствует о выравнивании тектонических условий в пределах складчатой области и платформы и, следовательно, о полном окончании геосинклинального режима в Енисейском кряже, переходе его в структуру платформенного типа.

## ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И МЕТАМОРФИЗМ ОТЛОЖЕНИЙ

### ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Вторичные изменения в верхнерифейских отложениях проявились достаточно интенсивно. Степень преобразования пород разных толщ примерно одинакова, а наблюдаемые различия в основном обусловлены литологическим составом и структурно-текстурными особенностями пород. В табл. 7 отражены основные этапы и стадии преобразования пород чингасанской серии и немчанской свиты. При составлении таблицы использованы схемы стадийности процессов постседиментационного изменения пород, разработанные Н. М. Страховым (1957), А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко, В. Д. Шутовым (1957), А. Г. Коссовской (1962), А. В. Копелювичем (1965), Н. В. Логвиненко (1968).

В породах терригенного комплекса с базальным цементом и большим количеством слюдистых минералов изменение протекало на фоне сокращающегося объема с широким развитием процессов растворения под давлением при подчиненном значении регенерационных структур. Например, в красноцветных грубообломочных отложениях лопатинской свиты слюды, первоначально представленные биотитом, гидратизируются, частично или полностью замещаясь гидромусковитом. Вследствие этого они обесцвечиваются, сохраняя высокое двупреломление, увеличиваются в размерах, приобретая гармошковидную форму. Дальнейшее преобразование слюд идет по пути замещения их мелкочешуйчатой гидрослюдистой массой. Отдельные листочки биотита, зажатые между обломками кварца, растворяются с образованием вдоль плоскостей спайности титанистых минералов (лейкоксена, анатаза), соединений окиси железа (гематита, гетита) и зернышек аутигенного кварца.

В тяжелой фракции таких пород относительно высоко содержание микроагрегатных комочков, состоящих из смеси титанистых минералов, гидрослюд, кремнистого и железистого материала, и образованных, видимо, также за счет разложения кластогенного биотита. При исследовании богатослюдистых красноцветов создается впечатление, что определенная, возможно, большая часть окиси железа возникла в них в самом осадке за счет преобразования обломочных темноцветных минералов и прежде всего биотита, остальная часть — за счет гидрогелей или других соединений железа, привнесенных в осадок с суши. Для сохранения и образования красящего пигмента необходима окислительная обстановка, создающаяся преимущественно в континентальных условиях формирования осадка (Анатолева, 1972). Характерно, что ко времени накопления верхней, зеленоцветной ритмично-слоистой пачки лопатинской свиты континентальные условия сменились на прибрежно-морские. Породы в большом количестве содержат биотит, но он слабо изменен, обычно лишь хлоритизирован.

В породах с базальным гидрослюдистым или гидрослюдисто-железистым цементом обломочный материал всегда подвергается коррозии цементом. В участках соприкосновения обломков распространены струк-



## Преобразование верхнерифейских и вендских отложений

Стадии и этапы		Терригенный комплекс		Карбонатный комплекс	
		Изменение обломочных минералов	Минеральные новообразования	Структурные преобразования	Минеральные новообразования
Диagenез	Окислительное минералообразование	Частичная цементация осадков, разложение основных и средних плагиоклазов	Осаждение коллоидных гидроксидов железа, их перераспределение, образование пленочного цемента	Дегидратация, частичная цементация осадков	Коллоидные гидроксиды железа, их перераспределение, выпадение карбонатов
	Восстановительное минералообразование		Разложение железосодержащих алюмосиликатов, образование гидроксидов железа, глауконита, пелитоморфного сидерита, железистого хлорита		Развитие рассеянной вкрапленности сульфидов, железа, глауконита, доломита
	Перераспределение аутигенных минералов	Цементация осадков	Развитие конкреций сидерита, кристаллизация кальцита, образование гематита	Образование пятнисто-полосчатых текстур, зернистых структур	Формирование кремнистых, сульфидных конкреций, доломитизация, окремнение
Эпигенез	Ранний (начальный)	Цементация осадков, перекристаллизация цемента грубообломочных пород, разложение биотита, турмалина, частично кварца, полевых шпатов, преобразование ильменита, титаномагнетита	Гидратация обломочных слюд, выделение титановых минералов, гидроксидов железа, формирование глинистых минералов, гидрослюд, хлорита	Перекристаллизация	Образование гематита
	Поздний (глубинный)	Инкорпорация, конформация, регенерация, микролитизация, деаортизация плагиоклазов, перекристаллизация	Кварц, полевые шпаты, серицит, хлорит, кальцит		
Динамометаморфизм		Смятие обломочных зерен, слюд, катаклаз, рекристаллизационно - грануляционный бластез, дифференциальное скольжение	Серицит, мусковит, титановые минералы, гематит		Серицит, гематит, доломит

туры взаимного растворения — конформные и микростилолитовые. Регенерированные обломочные зерна полевых шпатов нередко замещены кварцем; последний местами образует отчетливо идиоморфные выделения, свидетельствующие об их аутигенной природе (фиг. 25). Механические деформации в красноцветах выражены волнистым угасанием обломочных зерен кварца, сложной деформацией листочков слюд.

В кварцито-песчаниках карьерной свиты с плотной упаковкой обломочного материала развиты конформно-регенерационные и конформно-стилолитовые сочленения зерен, местами пересекающиеся вторичными микростилолитовыми швами. Редко наблюдающийся пленочный гематитовый, а также поровый хлорит-гидрослюдистый цемент интенсивно корродируют обломки кварца. Миграция кремнекислоты предопределила развитие повообразований кварца в виде регенерационного цемента и крустификационных каемок (фиг. 26). Механические деформации проявились образованием рекристаллизационно-грануляционных контактов между обломочными зернами, бластической грануляцией отдельных обломков кварца, а также развитием стилолитоподобных структур дифференциального скольжения.

В песчаниках верхней толщи широко развит глауконит, образующий скопления неправильной формы или же округлые зерна микроагрегатной структуры. Большая часть их изменена с выделением гидроокислов железа или замещена хлоритом, мелкочешуйчатыми гидрослюдами. В отдельных горизонтах здесь развит пелитоморфный железистый карбонат, интенсивно корродирующий обломки кварца, полевых шпатов, скопления гидрослюдизированного глауконита и сбрасывающий при этом гидроокислы железа, которые выполняют поровое пространство или образуют пленочный цемент. Изменения глауконита, сопровождаемые образованием гидроокислов железа, приводят к относительному обогащению его калием и потере аргона, и поэтому глаукониты обнаруживают более молодой возраст. Например, сравнительно свежий темно-зеленый глауконит из аргиллито-песчанниковой толщи карьерной свиты (руч. Большой, приток р. Уволга) показывает возраст 699 млн. лет, а измененные светло-зеленые его разновидности — 488 и 576 млн. лет (табл. 8).

В породах суктальминской свиты наиболее широко проявились процессы замещения карбонатным цементом обломочного материала. Обломки кварца имеют неправильную-угловатую форму с изрезанными очертаниями. Отдельные зерна его, а также полевых шпатов оказываются почти нацело замещенными карбонатом. Вследствие преимущественного развития базального цемента регенерация кварца проявлена весьма слабо и только в местах соприкосновения обломков. По этой же причине редки конформные структуры. Полевые шпаты серицитизированы. Большая часть биотита не изменена. Реже он с

Таблица 8

Возраст сравнительно свежего (темно-зеленого) и измененного (светло-зеленого) глауконита

Глауконит	К. %	Навеска, из которой определен аргон, г	Воздушный аргон, %	Ar <sup>40</sup> , г/г · 10 <sup>-9</sup>	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет
Темно-зеленый	3,43	2,37	21,0	252	0,047	699
Светло-зеленый	4,43	4,5	10,0	202	0,037	576
	4,9	6,2	23,0	186	0,031	488

Примечание. Определения возраста выполнены в СНИИГГиМС; при расчете использованы значения  $\lambda_k = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$  и  $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$ .

краев замещается гидрослюдисто-хлоритовым агрегатом, выделяя по трещинкам спайности гидроокислы железа. Листочки мусковита исключительно свежи. В породах довольно широко развит хлорит, тяготеющий к скоплениям гидрослюды и развивающийся совместно с ними за счет первичного глинистого материала.

Общие черты литологии терригенных отложений суворовской и немчанской свит с литологией лопатинской и карьерной определили примерно аналогичный характер их преобразования. В грубообломочных породах широко проявлены механические деформации, обусловившие интенсивное смятие обломков кварца, сложное изгибание листочков слюды, образование структур дифференциального скольжения и бластических контактов между отдельными обломками. В песчаниках и алевролитах развиты структуры взаимного приспособления обломков путем их частичного растворения под давлением. В них чаще всего наблюдается микростилолитовое и конформное сочетание зерен. Распространены и регенерационные структуры. Среди новообразований цемента следует назвать халцедоновидный кварц, образующий жеоды, иголки аутигенного гематита, а также исключительно свежие ярко-зеленые выделения микроагрегатного глауконита, запечатанные в поровом пространстве гидроокислами железа.

Сравнительное изучение постседиментационного изменения глинистых минералов в различных литологических типах пород рассматриваемых свит, проведенное Д. Д. Котельниковым и Н. А. Солодковой (1971), позволило выявить некоторые особенности аутигенного образования глинистых минералов. Оказалось, что аутигенные гидрослюды и хлорит развиваются в основном в проницаемых песчано-алевритовых породах. Глинистые минералы аргиллитов, судя по результатам проведенных этими авторами электронно-микроскопических исследований, имеют признаки аллотигенных минералов. Последние претерпевают лишь дегидратацию, а также некоторые другие изменения, известные в литературе (Lucas, 1962) как трансформационные преобразования. В аргиллитах лопатинской, карьерной и суворовской свит, наряду с гидрослюдой и хлоритом, распространен каолинит, что связано с периодическим размывом кор выветривания. Интересно, что каолинит — минерал весьма неустойчив в зоне глубинного эпигенеза и обычно переходит в диккит (Шутов и др., 1966). Сохраняется он лишь в щелочной среде. О том, что такая среда существовала в период эпигенетического преобразования пород, свидетельствует хлоритовая и гидрослюдистая природа вторичного цемента в основной массе песчано-алевритовых пород. Это дает основание Н. А. Солодковой и Д. Д. Котельникову (1971<sub>1</sub>) считать, что в процессе постседиментационного изменения пластовые воды осадочных пород носили застойный характер и не способствовали выносу щелочных и щелочно-земельных элементов.

Таким образом, широкое развитие аллотигенных минералов в глинистых породах верхнерифейских отложений свидетельствует о том, что перекристаллизация глинистых минералов с укрупнением частиц, характерная для стадии позднего эпигенеза — начального метаморфизма, в данном случае не имела места — одно из подтверждений того, что эти отложения не подверглись метаморфизму.

**В карбонатных породах** выделены следующие основные типы изменений: доломитизация, перекристаллизация и окремнение.

Доломитизация известняков проявилась в разных масштабах. Слабо доломитизированные породы макроскопически сохраняют все структурно-текстурные особенности первичных пород. Под микроскопом развиты неравномерно рассеянные идиоморфные кристаллы доломита или изометричные полигональные зерна. В онколитовых известняках первые зерна доломита развиваются в центральных частях стяже-

ний и редко в основной массе. При более широком развитии процесса образуются неясно обособленные тела доломитизированных известняков разнообразной формы, отличающиеся необычайной изменчивостью степени доломитизации, вплоть до образования слабо известковистых доломитов. Породы характеризуются пятнистыми и полосчатыми текстурами и резко выраженной разномасштабной структурой.

Явления перекристаллизации широко распространены в доломитах лопатинской и подъемской свит. Макроскопически перекристаллизация проявляется наличием густой сети разнонаправленных взаимопересекающихся прожилков мощностью 1,5—2 см, несколько более светлой, чем порода, окраски с образованием оригинальных пятнисто-узорчатых текстур и ясно выраженным зернистым строением. Под микроскопом характерным признаком таких пород является присутствие в одном шлифе структур от крипто- или микрозернистой до крупно- и даже гигантозернистой. Наиболее интенсивно процессы перекристаллизации затронули онколитовые доломиты, по всей вероятности, вследствие их высокой пористости. Местами эти породы полностью теряют свою первичную структуру.

Окремнение карбонатных пород носит локальный характер и проявляется образованием неравномерно окремненных участков, секреций, жезд и секущих прожилков. Первый тип окремнения развит, главным образом, в онколитовых разностях пород. Мелкозернистый карбонат желваков замещается листоватым халцедоном (иногда в смеси с кварцем) с одновременной перекристаллизацией цемента в лучисто-шестоватый агрегат, образующий крустификационные оболочки вокруг желваков.

Кремнистый материал очень четко фиксирует внутреннюю микроструктуру онколитов. Так, у микрофитолитов группы *Radiosus* хорошо видна внешняя лучистая оболочка и зернистое внутреннее ядро. У онколитов группы *Osagia* отчетливо видно первичное концентрически-слоистое строение. Секреции и жезды приурочиваются, как правило, к тонкозернистым и ступково-пелитоморфным разностям пород. Форма их округло-эллипсоидальная или неправильно-субтреугольно-угловатая, по длинной оси размеры колеблются от микроскопических до 3—5 см. Процесс образования их был, вероятно, многостадийным. Сначала поры выполнялись гелевидным кремнеземом, который, дегидратируясь, образовывал щетковидный, лучистый или розетковидный агрегат, выстилающий полости пор, а также в благоприятных местах (углублениях) почки с радиально-лучистым строением. Позднее центральные части жезд заполнялись раствором с выпадением крупнолистоватого халцедона, кварца, кальцита. Последний, кроме того, совместно с кварцем нередко образует прожилки, секущие как основную массу пород, так и кварц-халцедоновые секреции.

Таким образом, постседиментационные изменения проявились во всех литологических разностях пород. В результате исследований найдены такие минеральные новообразования, как кварц, полевые шпаты, гидромусковит, гидрослюда, хлорит, серицит, гидроокислы железа, гематит, пирит, сидерит, халцедон, лейкоксен, кальцит, доломит и др. Структурные преобразования выразились развитием конформных, инкорпорационных, микростилолитовых, рекристаллизационно-грануляционных и дифференциального скольжения структур; в карбонатных породах наиболее широко проявилась перекристаллизация. Совокупность вещественных и структурных изменений позволяет сделать вывод о том, что породы подверглись процессам диагенетического, ранне- и позднеэпигенетического изменения (см. табл. 7). Динамические воздействия носят аномальный характер, развиты в дислоцированных породах по границам грабенов и обусловлены, очевидно, в основном тектоническими под-  
выжками.

Степень изменения, соответствующая стадии позднего (глубинного) эпигенеза, установлена Ю. П. Казанским (1967) и для терригенно-карбонатных пород ослянской серии, являющейся, по нашему мнению, стратиграфическим аналогом нижних частей чингасанской серии на юге Енисейского кряжа.

## МЕТАМОРФИЗМ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

На общем фоне весьма слабого регионального метаморфизма отложений верхнего рифея — венда, выразившегося только в эпигенетическом их изменении, отчетливы проявления локального, наложенного метаморфизма двух типов контактового (?) и гидротермального. Оба проявлены в наиболее подвижной, Центральной зоне разломов, в пределах которой располагаются Верхне-Вороговская грабен-синклиналь, Уволжский и Таловский грабены, самые молодые из верхнедокембрийских гранитоиды кутукаского (нойбинского) комплекса, щелочно-базальтоидные и щелочно-ультраосновные породы венда — нижнего кембрия, а также щелочные снениты нижнего палеозоя (Ножкин, 1974).

**Контактовый (?) метаморфизм.** Явления контактового метаморфизма базальных красноцветных отложений лопатинской свиты впервые нами отмечены в верховьях р. Уволга (Ножкин, 1964), где в структурах юго-западного обрамления Уволжского грабена широко распространены разновозрастные докембрийские гранитоиды: уволжско-тейские гнейсограниты, ногатинские (тырадинские) граниты, кутукаские (верхнеуволжские, нойбинские) мелкозернистые граниты и гранит-порфиры (Ножкин, 1971). В связи с тем, что осадочные отложения иногда на данном участке сброшены по тектоническим нарушениям явно послекембрийского возраста, интрузивный контакт карбонатно-терригенных пород с гранитами и гранит-порфирами нигде не наблюдался, хотя на гнейсогранитах конгломераты базальных горизонтов карьерной, а местами и лопатинской свит отчетливо лежат несогласно (р. Прав. Уволга). Тем не менее описываемые изменения мы склонны относить к разряду контактово-метасоматических, вызванных гранитами, пересекающими как гнейсограниты, так и скарны Ногатинского массива с абсолютным возрастом  $660 \pm 45$  млн. лет (Ножкин, 1971). Уверенность в таком мнении подкрепляется пространственным положением и характером изменений, а также совершенно отличной геохимической их специализацией в сравнении с другими, более широко распространенными гидротермально-метасоматическими образованиями, связанными с нижнепалеозойской эпохой тектоно-магматической активизации (Ножкин и др., 1971; Ножкин, 1974).

По мере приближения к тектоническому контакту с мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами довольно четко прослеживается характер изменения терригенных пород. Первый признак эндогенного изменения красноцветной породы — осветление и ее уплотнение в результате перераспределения компонентов цемента с частичным или полным удалением железистого материала. Окраска пород становится неоднородной, пятнистой. В песчаниках вокруг обломков развиваются регенерационные каймы, а за счет цемента возникает тонкокристаллический вторичный кварц. С приближением к контакту породы приобретают светло-розовато- или зеленовато-серый цвет, заметно полевошпатизируются и частично биотитизируются.

Под микроскопом просматривается довольно сложное строение, отличающееся разнообразием структур. В одних случаях это отчетливо гранобластовые и порфиробластовые структуры, в других — бластопсаммитовые или катакластические. Наряду с кварцем здесь широко развит альбит, замещающий цемент и тонкообломочную фракцию класти-

ческих пород, а также биотит, находящийся нередко в тесном сростании с альбитом. Вблизи контакта с гранитами породы настолько изменены, что по внешнему виду мало чем отличаются от интрузивных пород. Однако под микроскопом нетрудно доказываемая принадлежность их к метаморфическим образованиям, хотя они в достаточной степени «гранитизированы». Кроме кварца, альбита и биотита, здесь в значительном количестве присутствует микроклин, иногда турмалин. Существенное отличие их от магматических образований заключается в том, что большая часть кварца имеет первично-осадочный генезис. Полевые шпаты — альбит и микроклин — ксеноморфны по отношению к кварцу, всегда переполнены включениями — реликтами замещенных обломков кварца. Следовательно, приконтактные изменения красноцветных отложений проявляются в виде окварцевания, альбитизации, микроклинизации, в меньшей мере — биотитизации и турмалинизации.

Окварцевание — одно из наиболее широко распространенных изменений, наиболее интенсивно окварцованы плотные разности кварцевых песчаников. Конгломераты и гравелиты обычно подвергнуты весьма слабому окварцеванию. Главная масса новообразованного кварца, видимо, развивается за счет перекристаллизации тонкообломочного кварца и глинистой составляющей цемента, хотя наличие кварцевых прожилков может указывать и на привнос кремнезема извне. Представлен кварц чаще криптокристаллической разностью, проникающей по трещинам в обломки или образующей небольшие гнезда, внутри которых наблюдаются порфиробласты более крупных размеров.

Альбитизация развита почти повсеместно, хотя и неравномерно, обычно в грубозернистых породах. Песчаники интенсивно альбитизируются лишь в непосредственной близости с гранитами. Весьма характерен контроль описываемого процесса слоистостью, в результате чего возникают полосчатые микроструктуры. Для альбита характерны правильные, хорошо сдвойникованные, таблитчатой формы кристаллы размером в 2—2,5 мм, нередко содержащие реликты мелких округлых выделений обломочного кварца.

Микроклинизация характерна исключительно для грубообломочных разностей пород — гравелитов и конгломератов, — отличающихся повышенным содержанием связующей массы, глинисто-слюдистым составом цемента. Очевидно, здесь существенное значение имеют плотность осадочных пород и наличие глинозема, являющегося дополнительным источником для возникновения микроклина. Микроклин чаще представлен хорошо образованными кристаллами (метакристами) размером до 2 см. В отличие от обломочного, с микропертитовыми вростками, новообразованный микроклин содержит, как и альбит, включения обломочного кварца, железистого или пелитового материала.

Биотитизация и турмалинизация наблюдаются в наиболее измененных разностях осадочных пород из приконтактной части с гранитами, а также в гибридных образованиях. Биотит чаще приурочивается к интерстициям зерен кварца и альбита и представлен мелкими (до 0,5 мм) пластинками, плеохроирующими от бледного зеленовато-желтого по *Np* до темно-зеленого по *Ng*. В пластинках биотита нередко мелкие кристаллики циркона. Турмалинизация, как процесс, вероятно, довольно активна. Турмалин охотно замещает обломки кварца, полевых шпатов (нередко его кристаллы бывают переполнены реликтами этих минералов), проявляясь в форме вытянутых зерен неправильных очертаний размером до 3 мм, плеохроирующих в синевато-серых тонах.

В заключение необходимо отметить, что граниты во многих случаях в эндоконтактной части гибридизированы, содержат ксенолиты осадочных пород. В них, наряду с гетеробластовыми, развиты

бластосаммитовые структуры. В последних отмечаются реликты песчанистого материала, сохранившего по границам обломков остатки цемента.

**Гидротермальный метаморфизм**, как и эндогенная рудная минерализация в отложениях верхнего рифея — венда, до последнего времени не был известен. Первые гидротермально-метасоматические образования установлены в красноцветных грубообломочных породах лопатинской свиты юго-восточной части Уволжского грабена (Кренделев, Ножкин, 1961), представленные кварц-полевошпатовыми жильобразными телами, зонами серицитизации и окварцевания. В последующие годы зоны гидротермально измененных пород и различные по составу метасоматиты были выявлены в подобных отложениях не только в разных местах Уволжского грабена, но и далеко за его пределами (Верхневороговская грабен-синклиналь, Курепская структура, Таловский, Верхнетисский грабены и др.).

Среди гидротермально-метасоматических образований выделены два типа: 1) кварц-полевошпатовые метасоматиты и 2) гидротермально-метаморфизованные (серицитизированные, окварцованные и пиритизированные) терригенные породы.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты района Уволжского грабена имеют жильобразную, с нечеткими контактами форму тел. Размеры их по мощности обычно составляют 0,5—3, реже 4—5 м, а по простиранию соответственно 5—40, реже 150 м. Исключение составляют единичные тела кварц-полевошпатовых образований гранитного облика размером более 10 м.

Специфическая особенность кварц-полевошпатовых пород заключается в том, что распространены они исключительно среди терригенных отложений, где процессы метасоматоза протекают наиболее охотно, а основная масса гранобластического кварца формируется за счет перекристаллизации тонкообломочного кварца вмещающих конгломератов или песчаников. Явления метасоматоза проявляются в характере нечетких, постепенных контактов кварц-полевошпатовых тел, в отсутствии разрывов сплошности слоя (пачки), в котором залегают эти образования, в признаках замещения калиевым полевым шпатом цементирующей и тонкообломочной массы терригенных отложений, в наличии реликтов вмещающих пород даже в центральных частях тел и их постепенном возрастании по направлению к приконтактной зоне и др.

Главный минерал этих пород — калиевый полевой шпат (40—80%), представленный натровым ортоклазом, который довольно часто замещен шахматным альбитом. Менее распространен лейстовый альбит (5—10%) в виде гнезд и прожилков в кварц-калишпатовом агрегате. Новообразованный кварц (20—40%) наблюдается как в ассоциации с полевыми шпатами, образуя структуры, напоминающие мостовые, так и в самостоятельных агрегатах в виде небольших гнезд гранобластовой структуры. Характерно, что калиевый полевой шпат всегда ксеноморфен по отношению к гранобластическим выделениям кварца.

Нередко можно наблюдать обрастание правильных кристаллов кварца, шестиугольных, квадратных и других очертаний, перистыми выделениями калиевого полевого шпата. Исследование подобных взаимоотношений, а также слабо полевошпатизированных, но в значительной мере перекристаллизованных пород, особенно из приконтактных частей тел, показывает, что новообразованный кварц формировался за счет перекристаллизации обломков осадочных пород в период так называемого первоначального «прогрева», непосредственно предшествовавшего процессу калиевого метасоматоза. Это подтверждается и отсутствием кварца в маломощных секущих полевошпатовых

прожилках. В качестве аксессуарных минералов отмечены фосфорсодержащий торит, циркон и флюорит.

Кварц-полевошпатовые породы, образующие более крупное тело, отличаются некоторыми особенностями строения и слагающих их минералов. Структура породы неравнозернистая, часто порфирированная и обусловлена крупными выделениями калишпата. Центральная часть тела сравнительно однородная и состоит из калишпата (40—60%), плагиоклаза (15—20%), кварца (20—25%), биотита или мусковита (1—3%), одиночных кристаллов турмалина, циркона, монацита, ортита, торита.

Изредка отмечены реликты вмещающих пород, представленные крупной (более 3 см) галькой кварца и кварц-слюдяных сланцев. По направлению к контакту с вмещающей толщей порода приобретает пятнистый облик, где отдельные небольшие участки сложены преимущественно полевым шпатом или перекристаллизованной вмещающей породой, состоящей из гранобластического агрегата кварца и слюдяных минералов, а также незначительного количества полевых шпатов. Приконтактовая зона состоит почти целиком из кварца, который частью является реликтовым обломочным, а частью новообразованным, тонкокристаллическим. С последним ассоциируют альбит, натровый ортоклаз и акцессорные минералы — торита, циркона, монацита.

Калиевый полевой шпат преимущественно представлен микроклипертитом, имеющим таблитчатую форму зерен. Внутри них нередко наблюдаются многочисленные скелетные включения кварца, реже зерен альбита. Плагиоклаз-альбит присутствует в двух разновидностях: крупно- и мелкокристаллической. Первая из них характерна для центральных частей тела и отвечает по составу альбиту № 7—10, обычно полисинтетически сдвойникованному и серицитизированному. В нем так же, как и в калишпате, отмечены включения кварца. Сам он зачастую подвергается резорбции со стороны выделений калишпата.

В других случаях альбит вместе с калишпатом образует аллотриоморфнозернистые сростания. Такие взаимоотношения свидетельствуют о том, что кристаллизация альбита началась несколько раньше калишпата, а закончилась, видимо, одновременно с ним. Парагенезис альбита с калишпатом является наиболее характерной особенностью описываемых пород, что существенно их отличает от других, широко распространенных кварц-полевошпатовых образований и делает в некоторой степени сходными с магматическими породами типа гранитондов. Не исключено, что процесс щелочного метасоматоза в данном случае приближается по характеру к гранитизации.

Ближе к контакту тела с вмещающими породами заметная роль принадлежит мелкозернистому, совершенно свежему лейстовому альбиту № 2—5, который образует гнезда и прожилки, секущие кварц, калишпат, а также широкотаблитчатый плагиоклаз. Появление этой разновидности альбита отражает последующий процесс альбитизации породы. Кварц, подобно плагиоклазу, представлен двумя разновидностями. Первая — агрегат гранобластического кварца с изометричной формой зерен размером 4—5 мм, который, несомненно, является результатом перекристаллизации мелкообломочного материала осадочной породы. Об этом свидетельствует, в частности, то, что полевые шпаты всегда ксеноморфны по отношению к кварцу, корродируют его. Кроме того, здесь сохраняются крупные угловатые обломки явно терригенного кварца. Вторая разновидность представлена тонкокристаллическим кварцем, имеющим прожилково-гнездовый характер распределения, и, подобно лейстовому мелкозернистому альбиту, развитым преимущественно в околоконтактовой зоне тела.

Следовательно, даже при формировании крупных тел, где щелочной метасоматоз проявился интенсивно, терригенный кварц исходных пород



подвергался в основном только перекристаллизации, в гидротермальный процесс вовлекалась, видимо, небольшая часть кремнезема вмещающей толщи с последующим отложением в форме тонкокристаллического кварца в гнездах и прожилках.

В участках, наиболее обогащенных калиевым полевым шпатом, наблюдаются пластинки биотита, со стороны которых зерна кварца всегда корродированы. Акцессорные минералы — циркон, монацит, ортит, торит в заметном количестве присутствуют в местах с повышенным содержанием альбита. Все минералы развиты исключительно в виде вкрапленности мелких (доли миллиметров) кристаллов.

В отдельных телах кварц-полевошпатовых пород в повышенном (до 20—30%) количестве присутствует барит, развивающийся по трещинам среди агрегатов кварца и калишпата в виде крупных (до 10—15 см) гнезд. В ассоциации с баритом находятся сульфиды (арсенопирит, пирит, халькопирит), флюорит, апатит, монацит, TR — Ca — фосфоторит.

Местами кварц-полевошпатовые тела брекчированы. Цемент таких брекчий состоит из хлорита (прохлорита), альбита, сидерита, серицита, акцессорных минералов из группы торита (торит, ферриторит), ильменорутила. С этими образованиями связана основная масса сульфидов — пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит.

Все крупные и мелкие тела кварц-полевошпатового состава отмечены в гидротермально измененных породах. Изменения красноцветных песчаников и гравелитов, среди которых наиболее часто встречаются кварц-полевошпатовые образования, проявляются в их осветлении, что связано с интенсивным выносом окисного железа, в перекристаллизации, окварцевании и серицитизации. Степень перекристаллизации осадочной породы возрастает по мере приближения к кварц-полевошпатовому телу, она приобретает гранобластический облик, заметно уплотняется и в целом оказывается как бы «подготовленной» к щелочному метасоматозу.

Геолого-петрографическое исследование метасоматитов и особенно структурных взаимоотношений минералов показывает, что формирование минерализации происходило в следующей последовательности: а) перекристаллизация вмещающей породы под воздействием источников тепла и растворов с образованием гранобластического агрегата кварца; б) калиевый метасоматоз — формирование калиевых и калинатровых полевых шпатов; в) кварц-полевошпатовых породах гранитного облика в эту стадию частично формируются альбит и биотит; г) натровый метасоматоз — замещение калишпата шахматным и затем лейстовым альбитом, формирование акцессорной редкометальной минерализации, местами барита, флюорита, арсенопирита и др.; г) брекчирование кварц-полевошпатовых пород, магнизиально-железистый метасоматоз — образование прохлорита, сидерита, минералов из группы торита, ильменорутила, основной массы сульфидов, сопровождающееся альбитизацией, серицитизацией и частичным окварцеванием вмещающих пород.

В табл. 9 приведены химические составы метасоматитов кварц-полевошпатового и серицит-карбонат-хлоритового составов, а также измененных и свежих вмещающих пород. Анализированные образцы кварц-полевошпатовых пород (Д-1 и Д-2) отличаются высоким содержанием кремнезема, близким таковому исходных пород (обр. Д-5 и Д-7), но в отличие от последних характеризуются повышенным содержанием щелочей и соответственно пониженным — глинозема и окисного железа.

Метасоматические образования гранитного облика из центральной части тела (обр. Ш-4-1) по химическому составу близки гранитам, но по мере приближения к контакту с неизменными осадочными поро-

## Химический состав метасоматитов и вмещающих пород

Компонент	Кварц-полевошпатовые породы и вмещающие их песчаники				Кварц-полевошпатовые породы гранитного облика и вмещающие их грубообломочные породы					Брекчии серицит-карбонат-хлоритового состава	
	Д-1	Д-2	Д-5	Д-7	Ш-4-1	К-1-5	В-3	В-4	В-6	К-31-12	К-31-16
SiO <sub>2</sub>	82,91	82,48	83,05	78,56	73,06	79,00	84,10	85,06	81,32	60,50	59,80
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,63	0,65	1,02	0,45	0,29	0,61	0,41	0,83	0,27	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,84	7,78	9,07	10,72	14,14	10,43	7,35	7,83	9,10	16,02	15,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,61	0,86	1,51	2,23	1,04	0,59	0,82	1,21	2,14	2,60	2,90
FeO	1,76	1,74	0,98	0,90	1,43	1,41	1,46	1,22	1,11	7,36	8,50
MnO	0,07	0,05	0,02	0,02	0,02	0,05	0,06	0,02	—	0,02	0,05
MgO	0,20	0,20	0,27	0,37	0,22	0,22	0,45	0,20	0,30	2,86	3,02
CaO	0,38	0,10	0,10	0,10	2,0	1,30	0,67	0,11	0,14	1,10	2,10
Na <sub>2</sub> O	1,42	0,47	0,20	0,38	3,36	1,62	0,25	0,18	0,24	0,30	0,20
K <sub>2</sub> O	2,82	4,77	2,74	3,68	3,77	4,50	2,42	2,29	3,12	0,45	0,30
H <sub>2</sub> O	0,07	0,05	0,06	0,65	0,16	0,46	0,27	0,07	0,20	1,42	1,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,12	0,12	0,14	0,08	—	0,14	0,11	0,14	0,77	0,30
П. п. п.	0,99	0,89	1,46	1,36	1,06	1,14	1,62	1,33	1,37	4,58	4,75
Сумма	98,9	99,95	98,65	98,73	99,73	100,35	98,74	98,71	98,64	98,25	98,42

Примечание. Д-1 — кварц-полевошпатовая порода из приконтактной части тела (слабо полевошпатизированная); Д-2 — кварц-полевошпатовая порода из центральной части тела; Д-5 — осветленный песчаник из контактового ореола; Д-7 — красноцветный песчаник (вмещающая порода); Ш-4-1 — кварц-полевошпатовая порода гранитного облика из центральной части метасоматического тела; К-1-5 — кварц-полевошпатовая (полевошпатизированная) порода из приконтактной части тела; В-3 — перекристаллизованный песчаник, слабополевошпатизированный; В-4 — осветленный песчаник из контактового ореола тела; В-6 — красноцветный гравелито-песчаник (вмещающая порода); К-31-12 и К-31-16 — серицит-карбонат-хлоритовые брекчии и брекчневидные образования с реликтами кварц-полевошпатовой породы.

Анализы выполнены в Томской комплексной экспедиции ЗСГУ. Аналитик Е. М. Берестова.

дами составы их выравниваются. Что касается серицит-карбонат-хлоритовых метасоматитов, то в них заметно понижено содержание кремнезема и щелочей и соответственно повышено — глинозема, окислов железа, кальция и магния, что говорит об ином минеральном составе.

Пересчет химических составов, по Н. И. Наковнику (1958) (объемный метод с учетом пористости) и Т. Барту, показал, что при формировании кварц-полевошпатовых пород образований происходит в основном перераспределение компонентов исходных замещаемых пород. В заметных количествах выносятся железо и привносятся щелочи, причем большая часть калия, видимо, заимствована из вмещающих терригенных пород, отличающихся высоким содержанием мусковита и глинистых минералов. Подтверждение этому — существенное снижение калия в приконтактных зонах тел (обр. Д-5 и В-4). Заметно перераспределяется также глинозем, хотя главная масса его мало подвижна в этом процессе.

Зоны гидротермально измененных пород. Наиболее интенсивно гидротермальным изменениям подвержены отложения чингасанской серии вдоль тектонических нарушений, ограничивающих грабены и грабен-синклинали. Это отчетливо видно на примере Уволжского грабена, где эти изменения хорошо изучены, а также Верхневогровской грабен-синклинали, Таловского, Северореченского и Тисского грабенов. Вдоль восточной границы Уволжского грабена измененные породы с перерывами прослеживаются на расстоянии около 45—50 км от рч. Индола (приток р. Тея) до горы Димган. В западной части структуры зоны сероцветного изменения горными выработками вскрыты на водоразделе Уволга — Ногата и в бассейне верхнего течения р. Уволга. Ряд зон выявлен также в центральной части структуры среди флишеидных отложений суктальминской свиты.

Гидротермально измененные породы слагают как мощные протяженные тела, согласные с общим напластованием толщи, так и небольшие линзы и гнезда, а также секущие слоистость зоны. Нередко участки измененных пород зеленовато-серой окраски чередуются с породами красных тонов. Например, в верховьях руч. Марсаловского измененные породы лопатинской свиты развиты в полосе шириной около 200—250 м, непосредственно примыкающей к тектоническому нарушению. В пределах этой полосы устанавливается около 10 протяженных зон осветления, имеющих мощность 5—7, реже 25 м. В правобережье р. Уволга, напротив руч. Лопатинского, мощность зон гидротермального изменения достигает 60—70 м при протяженности 500—800 м (см. описание разреза на с. 9, 10).

Одна из таких зон находится непосредственно в тектоническом контакте с филлитами удерейской свиты. Зеленоцветные конгломераты и песчаники лопатинской свиты здесь интенсивно окварцованы и сульфидизированы, содержат тела кварц-полевошпатовых и серицит-карбонат-хлоритовых метасоматитов. Выше них по разрезу залегают пестроокрашенные породы «переходной» зоны мощностью 35—40 м, в нижней части разреза которой преобладают отложения зеленовато-серой окраски, а красноцветные разности сохраняются в виде линз и пятен или маломощных горизонтов, пересеченных многочисленными прожилками кварц-карбонатного состава. Близ прожилков красноцветные породы также осветлены, причем такие явно гидротермально измененные отложения ничем не отличаются от более широко развитых зеленоцветных конгломератов и песчаников. В верхней части разреза данной зоны преобладают красноцветные отложения, но тоже содержат секущие по отношению к слоистости прожилки кварца и карбоната, сопровождающиеся околожильным осветлением, серицитизацией и хлоритизацией. Над пестроокрашенными породами залегает однородная по цвету пачка крас-

ноцветных отложений мощностью 45 м, выше которых наблюдаются сно-ва пестроокрашенные, а затем зеленоцветные гидротермально измененные породы с зонками окварцевания, полевошпатизации и пиритизации.

При исследовании таких разрезов нетрудно убедиться, что зеленоцветная окраска не контролируется ни слоистостью, ни литологическим составом отложений, так как породы одной окраски как в разрезе, так и по простиранию часто (через 20—50 м) сменяются породами другой окраски. Нередко можно наблюдать, что цвет конгломератов или песчаников не выдержан даже в отдельно взятом косом слое, причем изменяется он не только по мощности, но и по простиранию слоя. Это говорит о том, что причины, вызывающие изменение литологического состава и цвета породы, были разными. Следовательно, исследование только пространственного распространения и соотношения разноокрашенных пород со всей очевидностью свидетельствует об эпигенетической (гидротермальной) природе зеленоцветной окраски. В большей степени на это указывают минералогическая петрографическая и структурные особенности зеленоцветных образований.

Как было уже отмечено, внешне гидротермальное изменение красноцветных отложений проявляется прежде всего в осветлении, т. е. в приобретении зеленовато-серой или серой окраски вследствие удаления из цемента некоторого количества окисного железа, восстановления его с выпадением пирита, а также появления таких новообразований, как серицит, кварц, хлорит. Все эти минералы развиваются преимущественно за счет цемента, интенсивно воздействуя и на обломки, замещая наиболее мелкие из них.

Наиболее широко проявлены процессы серицитизации и окварцевания, в меньшей мере — пиритизация, альбитизация и карбонатизация. Серицитом и кварцитом замещаются не только глинистые минералы цемента, но и обломки сланцев, гнейсов, мусковит. В ряде случаев изменения настолько значительные, что первично-обломочная форма зерен утрачивается или затушевывается новообразованиями, а структура приобретает бластосаммитовый или даже бластический облик.

Преобладающим новообразованным минералом цемента является серицит. Он образует базальную массу, в которую погружены регенерированные обломки, выполняет интерстиции в гранобластических агрегатах, кварца, находится в тесном сростании с последним, кроме того, наблюдается в самостоятельных прожилках. Вместе с серицитом отмечаются более крупные пластинки мусковита.

Большая часть кварца представлена тонкокристаллической разностью, ассоциирующей со слюдястыми минералами или развивающейся в прожилках, секущих гальку сланцев, кварца, гранитов. Распространены и сравнительно мощные (5—45 см) жилы сливного белого с зеленоватым оттенком кварца с гнездами карбоната, хлорита и сульфидов. В зальбандах таких жил всегда отмечаются оторочки хлорит-карбонат-серицитового состава. Карбонаты наблюдаются чаще в виде равномерно рассеянной вкрапленности в осветленных породах; иногда образуют небольшие гнезда или прожилки, в которых почти всегда присутствуют кварц и хлорит. Характерно, что в прожилках развит обычно кальцит, а в цементе — железистые карбонаты (анкерит и сидерит, обычно ассоциирующие с сульфидами).

Хлорит и альбит распространены локально и в небольшом количестве, хлорит — чаще в прожилках с кварцем и карбонатами. Представлен он магnezийной разностью, близкой к клинохлору ( $Np=1,573$ ,  $Ng=1,585$ ). Альбит ассоциирует с тонкокристаллическим кварцем.

Сравнение химического состава осветленных (серицитизированных

и частично окварцованных) пород с неизменными красноцветными разностями (табл. 10, анализы 1, 2 и др.) показывает, что наиболее существенно они отличаются по содержанию окисного железа, которое в них повышено. Кроме того, осветленные породы характеризуются более высоким содержанием калия и иногда кремнезема. Пониженная концентрация окисного железа в измененных породах наряду с близкими значениями содержаний закисной его формы свидетельствует о выносе значительной доли металла гидротермальными растворами. Сказанное подтверждается и тем, что сингенетические зеленоцветные породы из верхней ритмично-слоистой пачки лопатинской свиты в сравнении с рассматриваемыми эпигенетическими зеленоцветами (осветленными породами) содержат закисного железа в 2—3 раза больше (табл. 11).

Интересно, что примерно такая же картина в изменении содержаний железа установлена В. Н. Разумовой (1960) в процессе гипергенного осветления красноцветных отложений. Однако она рассматривает тот случай, когда минералогический состав пород при этом не меняется. Из красноцветных пород выносятся лишь красящий железистый пигмент, т. е. окисные и гидроокисные его формы. В Уволжском грабене осветление красноцветов обусловлено гидротермальной деятельностью, в результате чего изменяются минералогический состав и геохимические особенности, о чем сказано в заключительном разделе работы.

Гидротермальные изменения пород обычно сопро-

Таблица 10

№ п/п	Химический состав конгломератов и песчаников лопатинской свиты, вес. %											Сумма			
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п.		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	S <sub>общ</sub>
1	78,20	0,85	13,30	3,10	1,10	0,72	0,35	0,10	0,50	2,05	0,40	—	—	—	99,67
2	81,00	0,41	11,05	1,11	1,52	0,57	0,21	0,15	0,21	3,20	0,60	—	—	—	99,97
3	73,50	0,43	12,50	2,80	1,28	0,04	0,50	0,15	0,20	2,45	1,96	0,3	0,86	0,010	98,71
4	67,40	0,60	19,00	2,28	1,84	0,06	0,65	0,51	0,30	4,20	3,02	Н. о.	0,75	0,003	99,90
5	76,00	0,42	13,60	1,05	3,74	0,08	0,50	Н. о.	0,25	3,30	2,96	0,03	1,46	0,660	98,91
6	68,00	0,77	15,30	2,50	2,52	0,07	0,39	0,36	0,25	3,90	5,06	0,05	0,11	2,780	99,52
7	58,0	0,45	9,10	0,60	12,70	0,05	0,50	0,17	0,20	2,30	15,83	Н. о.	0,25	14,540	99,90
8	82,0	0,26	9,55	1,56	1,22	0,02	Н. о.	Н. о.	0,15	3,00	2,39	»	0,17	1,040	100,10
9	71,50	0,47	13,40	3,23	2,52	0,05	0,60	0,10	0,20	3,85	3,07	0,07	0,88	—	100,90
10	72,38	0,48	16,43	0,87	0,78	—	0,40	0,70	0,56	3,41	3,50	0,07	—	—	99,98

Примечание. 1 — средний состав красноцветных гравелито-песчаников по шести анализам; 2 — средний состав зеленоцветных гравелито-песчаников по шести анализам; 3 — красноцветный конгломерат (обр. 9-с-16); 4 — красноцветный гравелито-песчаный конгломерат (обр. 9-с-54); 5 — зеленоцветный конгломерат (обр. 9-с-70); 6 — зеленоцветный сульфидизированный конгломерат (обр. 11-с-9); 7 — зеленоцветный конгломерат, интенсивно пиритизированный (обр. 11-с-2); 8 — зеленоцветный конгломерат сульфидизированный, золотосытный (обр. 11-с-10); 9 — конгломерат зеленоцветный калишпатизированный (обр. 9-с-10); 10 — зеленоцветный гравелито-песчаный пиритизированный (обр. ШТ-1).  
Аналитики Л. А. Непенина, Л. Д. Иванова (пробы 1—2, 5—9) — Институт геологии и геофизики СО АН СССР; Е. Н. Берестова (пробы 3—4, 10) — Томская комплексная экспедиция.

Содержание железа в песчаниках, мг/т

Песчаники	Номер пробы	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	ΣFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Красноцветные	С-17-8	3,15	2,05	5,41
	С-9-20	2,90	1,30	4,33
	С-16-7	2,45	1,32	3,90
Зеленоцветные эпигенетические (гидротермально измененные)	К-17-16	0,87	2,08	3,16
	С-9-1	1,32	1,87	3,38
	С-9-2	1,21	1,22	2,55
Зеленоцветные сингенетические	М-5-3	1,87	4,71	7,05
	М-5-4	1,47	4,51	6,43
	М-5-5	1,65	4,40	6,49

вождаются пиритизацией. Пиритизированные конгломераты и песчаники развиты на сравнительно хорошо изученном участке в правобережье среднего течения р. Уволга. Здесь в поперечном трехсотметровом разрезе осветленных грубообломочных пород лопатинской свиты около 30 зон пиритизации мощностью от 10—15 см до 35—40 м. Пирит развивается как в форме вкрапленников равномерно рассеянных кристаллов, представленных преимущественно пентагондодекаэдрами, так и в виде зон интенсивной пиритизации. В последнем случае пирит образован тонкозернистыми агрегатами. Вкрапленники хорошо образованных кристаллов пирита возникли, скорее всего, на самой ранней стадии гидротермального изменения красноцветной породы, в период ее осветления. Источником железа в таком пирите, очевидно, служат окислы, входящие в состав цемента исходных пород. Об этом свидетельствуют равномерный характер распределения кристаллов пирита, исключительная его приуроченность к цементу грубообломочных пород и незначительная разница в содержании железа в пиритизированных и неизмененных породах (см. табл. 10).

Более интенсивно пиритизированные конгломераты и песчаники развиты, как правило, в тектонически ослабленных участках — зонах дробления и расланцевания. Мелко- и тонкозернистые агрегаты пирита здесь нередко оказываются перекристаллизованными с образованием отдельных более крупных кристаллов, имеющих обычно форму пентагондодекаэдра. Характерно также, что сульфиды развиваются не только в цементе конгломератов, но и выполняют прожилки, пересекающие гальку кварца. К этим же зонам приурочиваются кварцевые жилы.

Местами в пиритизированных породах устанавливается примесь (0,5—1%) арсенопирита, халькопирита, сфалерита и галенита, которым сопутствуют хлорит, анкерит, барит, иногда флюорит. Важно подчеркнуть, что здесь наряду с зернистыми агрегатами пирита и его кристаллами в форме пентагондодекаэдров широко представлен пирит в форме октаэдра или куба, осложненного гранями октаэдра или пентагондодекаэдра. В шлифах таких пиритов обнаруживаются зональное строение и пониженная твердость полирования, а в химическом составе (табл. 12) повышенное (3,21%) содержание мышьяка, что заметно отличает их от более распространенной разновидности пирита в форме пентагондодекаэдров.

На основании приведенного фактического материала можно заключить, что в осветленных породах развиты пириты, по крайней мере, трех главных разновидностей: 1) вкрапленники равномерно рассеянных кристаллов (пентагондодекаэдров); 2) мелкозернистые агрегаты зон интенсивной пиритизации; 3) пирит в ассоциации с другими сульфидами.

Среди них, очевидно, наиболее ранним является пирит в форме пентагондодэкаэдров во вкрапленниках, а самым поздним — пирит, ассоциирующий с другими сульфидами.

Не останавливаясь подробно на характеристике гидротермальных изменений в верхнерифейских толщах других районов, отметим, что гидротермальный метаморфизм подобного типа (полевошпатизация, окварцевание, серицитизация, сульфидизация) весьма широко проявлен в верховьях р. Вороговка, в среднем течении р. Чапа, в районе приустьевой части р. Курепа. Недавно И. К. Кокодзевым (1969) описано свинцово-цинковое оруденение в связи с окварцованными породами и кварц-барит-флюоритовыми жилами среди терригенных отложений лопатинской и карьерной свит. Расположено оно на северо-западом продолжении тектонической зоны, ограничивающей с северо-востока Уволжский грабен.

Зоны осветления и сульфидизации с кварцевыми и карбонатными жилами известны в тектонических зонах, ограничивающих осадочные отложения Таловского и Верхнетисского грабенов, а также в красноцветных конгломератах левобережья р. Лев. Кия. На западных склонах Енисейского кряжа многочисленные кварцевые жилы мощностью до 0,5 м наблюдались среди базальных горизонтов красноцветных пород вороговской серии в тектоническом блоке по р. Вороговка, выше рч. М. Северная.

В целом, как показали наши исследования, гидротермальный метаморфизм верхнерифейских толщ (пород орогенного комплекса) довольно распространен, но проявлен почти исключительно в структурах Центральной зоны разломов.

Формирование кварц-полевошпатовых и других метасоматитов, кварцевых и карбонатных жил, а также различных по характеру гидротермальных изменений с сульфидной минерализацией нами (Ножкин, 1970, 1972, 1974, Ножкин и др., 1971) связывается с нижепалеозойской эпохой тектоно-магматической активизации. Эта активизация ознаменовалась общим режимом поднятий и сводово-глыбовой тектоникой, проявлением щелочных интрузий калиевого ряда, развитием полевошпатовых метасоматитов и флюоритовых жил с редкометальной минерализацией, особенно широко распространенных среди метаморфических толщ нижнего структурного этажа, а также общим гидротермальным метаморфизмом пород.

Парагенетические соотношения продуктов регрессивного метаморфизма со щелочными сиенитами нам кажутся вполне очевидными. В качестве подтверждения приведем следующее.

1. Полевошпатовые и другие метасоматиты, флюоритовые и кварцевые жилы, серицитизированные и пиритизированные конгломераты и песчаники, а также выходы интрузивных тел имеют общее геологоструктурное положение. Все они сосредоточены в единой региональной тектонической зоне северо-западного простирания.

2. В пределах этой зоны установлены многочисленные случаи пространственного наложения одного типа минерализации на другой. Например, тела полевошпатового состава пересекаются флюоритовыми жилами или замещаются альбит-хлорит-сульфидным минеральным комплексом. Кварц-серицит-пиритовая ассоциация, весьма характерная для цемента описанных конгломератов и песчаников, заме-

Таблица 12  
Химический состав пирита, вес. %

Компонент	I	II
Fe	45,90	46,26
S	50,36	51,75
As	3,21	0,65
Co	0,01	0,03
Ni	0,02	0,08
H. о.	0,30	1,30
Сумма	99,80	100,07

Примечание. I — пирит в форме октаэдров и кубов; II — пентагондодэкаэдров. Аналитик Е. Н. Берестова.

щает более ранние минеральные парагенезисы с альбитом, хлоритом и т. д.

3. Для сиенитов, щелочных и других метасоматитов весьма характерным является присутствие акцессорного фосфорсодержащего торита.

4. В сиенитах и щелочных породах прослежен тот же комплекс элементов-примесей, что и в различных по составу метасоматических образованиях. Среди них наиболее характерны Y, Yb, Ce, Ba, Sr, Mo, Pb, As.

5. Сиениты, полевошпатовые метасоматиты и сульфидизированные терригенные отложения показывают весьма близкие значения абсолютного возраста, полученные с использованием свинцово-изотопного метода М. И. Волобуевым и независимо от него Р. М. Гольдом (500—550 млн. лет). Аналогичная цифра абсолютного возраста (550 млн. лет) получена М. И. Волобуевым и для свинцово-цинкового оруденения р. Мал. Алманакан (Кокодзеев, 1969). Следовательно, возраст интрузии и минерализации оказывается кембрийским.

Наиболее вероятная эпоха активизации тектоно-магматической жизни региона — граница среднего и верхнего кембрия, знаменующая собой значительный перерыв в осадконакоплении не только в Енисейском крае, но и на большей части территории западной окраины Сибирской платформы, а также проявление каледонской (салаирской) складчатости на юге Сибири.

На примере изучения районов Уволжского грабена и Верхне-Вороговской грабен-синклинали обнаруживаются определенные черты зональности в пространственном размещении минерализации. Проявляются они в том, что более ранние (высокотемпературные) минеральные комплексы — полевошпатовые метасоматиты и флюоритовые жилы совместно с выходами сиенитов распространены преимущественно в приподнятых тектонических блоках и по обрамлению грабенов, а поздние — продукты средне- и низкотемпературного метаморфизма — в грабен-синклиналиях. Такая горизонтальная зональность в действительности служит отражением вертикальной, поскольку положение тех или иных типов минерализации на современной дневной поверхности обусловлено постминерализационными тектоническими перемещениями отдельных блоков и различной глубиной их эродированности.

В Уволжском грабене кварц-полевошпатовые метасоматиты встречаются преимущественно в восточной его части, где в структурах обрамления распространены щелочные сиениты, полевошпатовые метасоматиты и флюоритовые жилы. В западной части среди отложений верхнего рифея развиты преимущественно низкотемпературные гидротермальные изменения (серицитизация, карбонатизация, реже окварцевание). Следовательно, в данном случае определено устанавливается зональность относительно линейных структур максимального проявления гидротермально-метасоматических образований.

Наряду с отмеченными типами зональности имеет место вертикальная зональность преимущественного развития тех или иных изменений в пределах самих грабенов. Например, в Уволжском грабене, среди пестроцветных терригенно-карбонатных отложений подъемской свиты, слагающей центральные наиболее опущенные части структуры, не обнаружено каких-либо признаков гидротермальной минерализации. В нижележащих флишоидах суктальминской свиты измененные породы (зонки окварцевания, сульфидизации, полевошпатизации с повышенным содержанием Th и TR) установлены лишь в отдельных местах и возможно потому, что наиболее характерные для данного стратиграфического уровня низкотемпературные кварц-гидрослюдистые изменения зачастую не фиксируются в зеленовато-серых ритмично-слоистых



терригенных породах. Зато в базальных красноцветных лопатинской свиты, обнажающихся в прибортовых частях грабена, такие изменения, как выше было показано, выражены довольно отчетливо.

В этой связи можно полагать, что и в центральных частях структуры на глубине, например на уровне карьерной свиты, или ниже под экраном ее плотных кварцитовидных песчаников гидротермальные изменения с рудной минерализацией могут быть проявлены более интенсивно, особенно среди терригенных отложений лопатинской свиты, лежащих на гранито-гнейсовом и филлито-сланцевом фундаменте.

В заключение необходимо заметить, что в региональных зонах Енисейского кряжа, активизированных в самом верхнем докембри или нижнем палеозое, наибольший интерес в отношении средне- и низкотемпературной эндогенной рудной минерализации, очевидно, должны представлять участки пересечения ими отложений верхнего рифея и венда (тунгусикская, осянская, чингасанская, вороговская серии и др.), в которых наибольшая вероятность формирования такой минерализации и особенно ее сохранения на уровне современного эрозионного среза.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ И ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

В 1968—1969 гг. авторами настоящей работы проведены тематические работы северной части Енисейского кряжа с целью геохимического опробования на золото главным образом верхнерифейских осадочных отложений. В процессе полевых работ изучались геологические разрезы верхнего докембрия как по естественным обнажениям, так и по горным выработкам и керну скважин с отбором штучных и бороздовых проб.

При обработке материала большое внимание уделялось литолого-геохимическому изучению отложений. Помимо золота, в породах определялись радиоактивные и другие элементы-примеси. Некоторые результаты этих исследований опубликованы в печати (Гавриленко и др., 1972; Гавриленко, Ножкин, 1974; Ножкин и др., 1972). В гидротермально-измененных конгломератах лопатинской свиты (северо-восточная часть кряжа) авторами обнаружена сульфидная минерализация нового типа (Ножкин и др., 1971). Геохимические исследования позволили установить характер распределения золота и радиоактивных элементов в породах различного состава и выявить поведение этих элементов в процессе седиментации.

Одновременно изучением золотоносности более древних толщ докембрия в соседних районах Енисейского кряжа занимались Ф. П. Кренделев, В. А. Злобин, А. А. Куликов, Л. В. Ли, В. Г. Петров (Кренделев, Злобин, 1972; Ли, 1974; Петров, 1972, 1974; и др.).

Следовательно, основные работы прошлых лет на севере Енисейского кряжа были направлены или на исследование золотоносности грубообломочных образований, имея своей целью оценку конгломератсодержащих формаций, или на изучение золотоносности метаморфических толщ, вмещающих золотооруденение. В данном разделе сделана попытка осветить особенности распределения кларковых содержаний золота в непрерывном разрезе мощного комплекса неметаморфизованных карбонатно-терригенных отложений, залегающих в северо-восточной части кряжа на филлито-сланцевых толщах рифея.

### СОДЕРЖАНИЕ ЗОЛОТА В ПОРОДАХ

Распределение золота в карбонатно-терригенных отложениях изучено на основе частных его определений примерно в 800 пробах. Пробы проанализированы спектрохимическим и нейтронно-активационным методами с точностью соответственно 10 и 20—30%. Сходимость результатов вполне удовлетворительная, особенно для кларковых содержаний тонкообломочных и карбонатных пород (рис. 12). Часть проб конгломератов и песчаников проанализирована пробирным методом.

Все пробы сгруппированы по их принадлежности к определенным свитам, толщам, пачкам, внутри этих подразделений — по литологическим типам пород. По аналитическим данным для главных разновидностей пород построены гистограммы распределения содержаний и рас-

считаны местные кларки. Кроме того, произведена статистическая обработка анализов по известным методикам (Беус и др., 1965; Шарапов, 1965), показавшая, что распределение золота в большинстве выборок аппроксимируется нормальным законом распределения или близким к нему. Вычисленные значения коэффициентов асимметрии и эксцесса по этим выборкам обычно не превышают допустимых для нормально распределенных случайных величин. Полученный вывод о нормальном или близком к нормальному распределению золота в отложениях чингганской серии аргументирует применение наиболее простых и эффективных параметров при малых выборках: среднего арифметического содержания, их дисперсий или среднеквадратических отклонений.

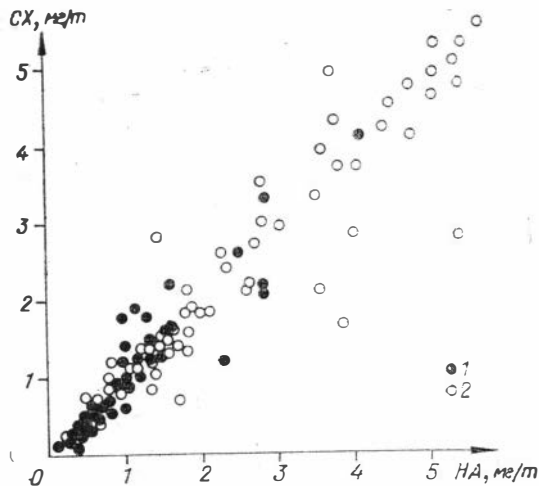


Рис. 12. Сходимость спектрохимических (СХ) определений золота с нейтронно-активационными (НА).

1 — карбонатные, 2 — терригенные породы.

**Лопатинская свита.** Терригенные красноцветные отложения лопатинской свиты опробовались в пределах трех разобщенных друг от друга участков: в районе Уволжского грабена, в структурах Тейского прогиба и в районе Таловской грабен-синклинали. Параметры распределения золота приведены в табл. 13, 15.

Красноцветные отложения р. Уволга представлены 44 пробами. Каких-либо строгих закономерностей в распределении золота в породах в зависимости от их литологического состава не обнаружено. Средние содержания элемента близки (конгломераты и гравелиты — 3,54 мг/т; песчаники — 3,75 мг/т) и не имеют математически значимых различий. Средняя концентрация золота в целом по толще равна 3,64 мг/т при минимальном содержании — 0,4, а максимальном — 11,3 мг/т.

Красноцветные терригенные отложения лопатинской свиты в районе Таловской грабен-синклинали опробованы в скальном обнажении на обочине дороги Соврудник — Брянка. Опробование велось от основания свиты вверх с таким расчетом, чтобы полнее охарактеризовать непрерывный разрез базальных горизонтов толщи и дать количественную характеристику всем литологическим разновидностям слагающих ее пород.

Средне- и мелкогалечниковые конгломераты этого разреза, включающие кварцевую гальку, характеризуются весьма неравномерным распределением благородного металла, что обусловлено, очевидно, присутствием некоторого количества кластогенного золота. Разброс частных его содержаний изменяется от 0,8 до 120 мг/т. Среднее содержание золота составляет 8,5 мг/т, а без учета аномальных значений — 3,66 мг/т. Песчаники отличаются заметно повышенным ( $\bar{X}=5,62$ ) и более равномерным распределением металла ( $R=0,8-14$  мг/т,  $V=66,3\%$ ).

В связи с тем, что в одном из пластов песчаников были обнаружены аномально высокие содержания золота, нами опробование горизонтов песчаников производилось по простиранию через 2,5—3 м. Анализ проб показал, что песчаники в целом обладают повышенными содержаниями элемента, распределяющегося по простиранию отдельных пластов весьма неравномерно.

Параметры распределения золота в отложениях нижней терригенной  
толщи лопатинской свиты

Окраска породы	Участок	Порода	n	$\bar{X}$	S	A	V, %
Красноцветная	Уволжский	Конгломераты и гравелиты	24	3,54	2,9	1,7	83,0
		Песчаники	20	3,75	2,2	0,86	57,3
		Среднее по обломочным породам	44	3,64			
	Тейский	Конгломераты и гравелиты	15	2,45	1,5	1,2	61,0
		Песчаники	17	7,23	6,0	0,5	83,4
		Алевролиты	14	4,27	5,0	1,44	118,0
		Среднее по обломочным породам	46	3,69			
	Талювский	Конгломераты и гравелиты	22	3,66	2,6	2,4	71,5
		Песчаники	17	5,62	3,7	0,8	66,3
		Среднее по обломочным породам	39	4,51			
Среднее по красноцветным породам			129	3,91			
Зеленоцветная	Уволжский	Конгломераты, гравелиты	15	4,09	2,4	0,1	58,0
		Песчаники	9	4,24	2,3	1,1	56,0
		Алевролиты (алевросланцы)	6	7,20	2,7	1,3	71,0
	Среднее по зеленоцветным породам			30	4,76		

Примечание. В этой таблице и следующих: n — количество проб;  $\bar{X}$  — среднее арифметическое значений содержаний, мг/т; S — среднее квадратичное отклонение; A — оценка асимметрии, A — при t-критерии асимметрии >3 (логнормальное распределение); V — коэффициент вариации.

Анализируя распределение золота в разрезе толщи, удалось выделить отдельные горизонты, более обогащенные этим элементом. Один из таких горизонтов обнаружен в средней части разреза в 27 м от подошвы свиты. Он представляет собой ритм (общей мощностью около 5 м), начинающийся вишнево-красными мелкогалечниковыми конгломератами и заканчивающийся мелкозернистыми вишневыми песчаниками. Среднее содержание золота в породах горизонта 40 мг/т, т. е. почти на порядок выше, чем в прочих красноцветных отложениях. Максимальные концентрации золота (120 мг/т) здесь фиксируются в основании ритма, а минимальные (9 мг/т) — в кровельной части. Повышенная золотеносность этого горизонта, очевидно, связана с заметно возросшим на этом уровне привнесом кластогенного золота.

Зеленовато- и светло-серые кварцевые олигомиктовые конгломераты самых верхних частей толщи по содержанию золота практически не отличаются от красноцветных. Среднее содержание элемента в них, по данным 18 анализов, без учета аномальных значений составляет 3,2 мг/т. В числе последних можно упомянуть повышенные концентрации (более 100 мг/т), зафиксированные в олигомиктовых конгломератах северо-западной и юго-восточной частей грабен-синклинали.

Красноцветные грубообломочные отложения лопатинской свиты Тейско-Нойбинской структуры опробованы в стратотипическом разрезе

зе свиты, вскрываемом в коренном обнажении левого борта р. Тея, в 4 км выше пос. Тея. Наряду с грубообломочными разностями и песчаниками значительную часть разреза здесь слагают алевролиты.

Для изучения характера распределения золота в терригенных отложениях этой площади взято 46 проб из нескольких ритмов общей мощностью около 80 м. Среднее содержание золота в конгломератах с учетом двух аномальных значений (30 и 38,6 мг/т) составляет 6,20 мг/т, без них — 2,45 мг/т, в песчаниках — 7,23 мг/т, а в алевролитах — 4,27 мг/т. Распределение золота во всех типах пород неравномерное ( $V=61-118\%$ ). В среднем по красноцветным породам концентрация золота без учета аномальных значений составляет 4,51 мг/т. Повышенные содержания (0,01—0,038 г/т) фиксируются как в гравелитах, так и в песчаниках и обусловлены присутствием кластогенного золота.

Таким образом, конгломераты и песчаники базальной красноцветной формации чингасанской серии характеризуются отчетливо повышенной кларковой концентрацией и неравномерным распределением золота. Разброс частных содержаний изменяется в основном от 0,4 до 100 мг/т. Среднее содержание золота по 129 пробам красноцветных пород без учета аномальных его значений составляет около 4 мг/т, с учетом проб, показавших высокие концентрации, — первые десятки миллиграммов на тонну.

Неравномерное распределение благородного металла и относительно повышенное содержание его в грубообломочных породах свидетельствуют о преимущественной концентрации элемента в виде механической примеси в обломках пород и минералов, а также в форме свободного кластогенного золота. Этот вывод достаточно убедительно подтверждается количественным соотношением содержаний элемента по фракциям конгломератов и гравелитов и обычных рядовых содержаний золота (табл. 14). Большая часть золота в этих пробах сосредоточена в заполняющем материале конгломератов и особенно в тяжелой его фракции. В пробах с содержанием около 0,1 г/т и выше преобладает кластогенное золото, ассоциирующее с минералами тяжелого шликта и обнаруживаемое в пробах — протолочках.

В Уволжском грабене на золото опробованы также груборитмочно-слоистые зеленоцветные конгломераты, песчаники и алевролиты, лежащие стратиграфически выше красноцветных пород. Характерно, что здесь содержание золота заметно возрастает от конгломератов и гравелитов ( $\bar{X}=4,1$ ) к песчаникам ( $\bar{X}=4,2$ ) и далее к алевролитам ( $\bar{X}=7,2$ ), а распределение металла более равномерное в сравнении с нижележащими красноцветами. Во втором разделе работы было показано, что красноцветные и зеленоцветные породы существенно различаются как по составу, так и по условиям формирования. Первые — типично континентальные осадки, а вторые — лагунно-континентальные (условия закрытых внутриконтинентальных водных бассейнов).

Т а б л и ц а 14

Распределение золота по фракциям красноцветных грубообломочных пород лопатинской свиты, мг/т

Порода	Номер пробы	В породе	Заполняющей матернал	Галька	Фракция	
					легкая	тяжелая
Конгломераты:						
среднегалечниковые	3153	2,3	5,2	0,8	0,2	9,7
мелкогалечниковые	651	1,3	3,4	0,4	1,2	12,6
	9-С-19	6,1	19,7	1,1	0,8	28,3
	12-С-3	3,2	11,4	0,7	3,2	13,7
Гравелиты	3512	3,1	7,4	1,9	1,2	9,3

Анализируя результаты геохимического опробования отдельных литологических разностей некоторых ритмов красноцветных и особенно зеленоцветных пород, нередко заметно увеличение содержания золота от грубозернистых песчаников к мелкозернистым и далее к алевролитам. Подобные наблюдения подтверждают то, что в определенных физико-химических условиях элемент обнаруживает тенденцию к преимущественному накоплению в алевропелитовых осадках. Это явление можно объяснить, по-видимому, особенностями миграции золота: в растворенном виде и в форме механических примесей, определяющих фиксацию его путем сорбции гидроокислами железа и глинистыми частицами, а также выпадением из взвесей (Белоглазов, Усатая, 1938; Голева и др., 1970; Звягинцев, 1941; Пещевский и др., 1965; Поликарпочкин и др., 1969; Разин, Рожков, 1966; Ферсман, 1939; Фосс, 1963).

По конгломератам, гравелитам и песчаникам свиты было отобрано свыше 500 бороздовых проб, проанализированных пробирным методом.

Из 180 проб, взятых в пределах Таловской грабен-синклинали, 52 пробы показали содержание золота в виде следов и только 5 свыше 100 мг/т. При этом в конгломератах, составляющих 30% от общего числа проб, в большей (60%) части проб обнаружено содержание золота от «следов» и выше. Кроме того, все пробы с повышенной концентрацией золота соответствуют не обычным широко распространенным красноцветным отложениям, а слабо осветленным и сульфидизированным их разностям, о чем подробнее будет сказано ниже. 80 проб грубообломочных пород отобрано на участке междуречья Тея и Енашимо (верховья р. Мал. Лада, руч. Глубокий). Из них в 10 пробах следы золота, а в одной — более 100 мг/т. Характерно, что и здесь чаще золотоносными являются конгломераты с признаками гидротермальных изменений.

Из отложений стратотипического разреза на р. Тея (ручьи Лопатинский и Еловый) взято 95 бороздовых проб. В нескольких обнаружены только следовые содержания. Наконец, в Уволжском грабене отобрано 163 пробы, из них в 19 пробах следы, причем большая часть этих проб также отвечает грубообломочным породам или в той или иной мере гидротермально измененным (осветленным) первично-красноцветным отложениям.

Следовательно, пробирный анализ сравнительно крупных навесок значительного количества бороздовых проб показывает в подавляющем большинстве их содержания, находящиеся за пределами чувствительности метода. Поэтому среднее содержание золота по данным анализа проб пробирным методом оценить трудно. Однако этот метод позволяет в грубообломочных породах с неравномерным распределением благородного металла более уверенно выявить повышенные его концентрации. В данном случае основная часть следовых и практически все числовые значения концентраций соответствуют или грубообломочным отложениям с кластогенным золотом, или гидротермально измененным породам.

Терригенно-карбонатные отложения лопатинской свиты опробовались в среднем течении р. Уволга и в районе пос. Нойба. Всего проанализировано 82 пробы, отобранные по основным литологическим разновидностям пород (табл. 15).

Содержание золота в карбонатных отложениях свиты отчетливо дифференцировано. Наименьшие концентрации элемента (0,36 мг/т) отмечены в хемогенных и биохемогенных светло-серых доломитах, практически не содержащих терригенной примеси и органического вещества. Доломиты этого генетического типа характеризуются равномерным распределением золота: разброс частных содержаний составляет 0,2—1,8 мг/т ( $S^2=0,01$ ;  $V=30\%$ ).

Весьма резко отличаются от рассмотренных темно-серые и черные битуминозные доломиты нойбинских разрезов толщи, постоянно

Распределение золота в терригенно-карбонатных отложениях лопатинской свиты

Пачка	Порода	n	$\bar{X}$	S	A	V, %
Доломитовая	Доломиты светло-серые хемогенные и био- хемогенные . . . . .	20	0,36	0,1	0,3	30,0
	темно-серые и черные битуминоз- ные . . . . .	22	3,73	0,8	-0,2	20,6
Терригенно- известняковая	Известняки глинисто-алевролити- стые . . . . .	16	1,51	0,1	-0,3	8,2
	Доломиты глинисто-алевролити- стые . . . . .	11	1,18	0,2	0,9	17,9
	Мергели . . . . .	10	2,36	0,2	0,7	10,4
	Алевролиты известковистые . . . .	8	3,25	1,2	0,7	36,7
В целом по толще . . . . .		87	2,0			

содержащие в своем составе рассеянные и желваковые выделения пирита. Породы характеризуются довольно равномерным распределением золота. Среднее содержание элемента в них (3,73 мг/т) почти на порядок выше, чем в светло-серых доломитах. Расхождение частных концентраций без учета аномальных значений составляет 2,77—4,72 мг/т ( $V=20,6\%$ ;  $S^2=0,64\%$ ).

Образцы доломитов этого типа с повышенными (до 40 мг/т) концентрациями золота при изучении под микроскопом обнаруживают значительные количества выделений диагенетических сульфидов. Подобная обогащенность золотом битуминозных пород не случайна и подчеркивалась многими исследователями (Аношин и др., 1969; Глейзер, 1970; Коротаева, 1968, 1971; Краускопф, 1958; Линдгрэн, 1932; Никитин и др., 1970; Нифонтов, 1957, 1960; Поликарпочкин, Коротаева, 1969; Чайковский, 1963). Возможность восстановления металлического золота из растворов органическими соединениями доказана, кроме того, экспериментально (Богданович, 1918; Clarke, 1924). Таким образом, в свете изложенного, по-видимому, можно говорить о хемогенном обогащении черных битуминозных доломитов лопатинской свиты путем сорбции золота органическим веществом из морской воды.

Несомненный, хотя и не определяющий, вклад в общую золотосодержащую битуминозных доломитов вносят, по-видимому, и сульфиды. Монофракции пиритов из этих пород содержат до 8—12,2 мг/т золота. Возможность образования золотосодержащих сульфидов хемогенного генезиса в морских условиях показана в работах А. П. Ясырева, Н. М. Никитина (1972), В. Я. Легедзы (1966, 1967, 1969).

Несколько меньше содержание элемента в глинисто-алевролитистых известняках (1,5 мг/т) и глинисто-алевролитистых доломитах (1,18 мг/т) нижней части толщи, но оно все же достаточно высокое по сравнению со свободными от механической примеси терригенного материала и органического вещества биохемогенными карбонатными породами (0,36 мг/т). Различия кларков вполне значимы ( $t > t_{0,05}$ ) и подтверждаются математически. Относительно высоко содержание золота в известковисто-терригенных разновидностях пород: мергели — 2,36 мг/т, алевролиты — 3,25 мг/т. Для них характерно довольно равномерное распределение элемента ( $V=10,4—36,7\%$ ;  $S=0,2—1,2$ ).

Содержание золота отчетливо возрастает от чистых карбонатных пород к глинисто-алевролитистым и далее к мергелям и известковистым алевролитам (рис. 13). Этот факт свидетельствует о преимущественной связи элемента с терригенной частью пород. Концентрация золота шла

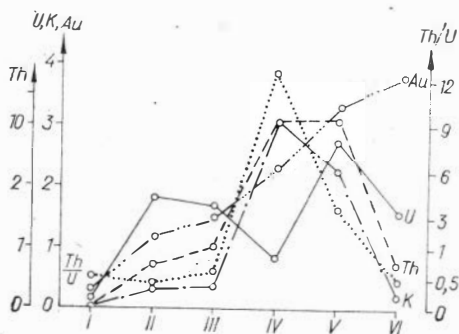


Рис. 13. Распределение средних содержаний золота, урана, тория и калия в породах терригенно-карбонатной толщи лопатинской свиты. Здесь и далее золото — мг/т, уран и торий — г/т, калий — %. I — доломиты, II — доломиты глинисто-алевритистые, III — известняки глинисто-алевритистые, IV — мергели, V — алевриты известковистые, VI — доломиты битуминозные.

здесь, очевидно, двумя путями: осаджением на мицеллах глинистых частиц, являющихся хорошими сорбентами растворенного золота, а также механически, в составе обломков горных пород и минералов. Присутствие элемента, хотя и в незначительных количествах, в чистых карбонатных породах говорит о том, что в определенных физико-химических условиях растворенное в морской воде золото может попадать в осадки при образовании известковистых илов, создавая совместно с карбонатами Ca и Mg. Экспериментальные работы Ленера, по Кларку (Clarke, 1924), показали, что  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  в определенных условиях являются осадителями золота.

**Карьерная свита.** Полимиктовые конгломераты основания толщи

кварцитовидных песчаников характеризуются в целом невысоким средним содержанием золота (2,46 мг/т), несколько меньшим, чем аналогичные породы ниже лежащей лопатинской свиты. Более стабильны и частные значения содержаний ( $V=41,3\%$ ,  $S=1,0$ ) (табл. 16) при разбросе без учета аномальных от 1,2 до 4,6 мг/т. В отдельных пробах полимиктовых конгломератов зафиксированы концентрации на 1—2 порядка выше. Еще более низкими содержаниями элемента, вполне сравнимыми по абсолютным значениям даже с глинисто-алевритистыми карбонатными породами лопатинской свиты, характеризуются олигомиктовые конгломераты (1,23 мг/т) и кварцитовидные песчаники (1,14 мг/т). При этом частные значения содержаний весьма близки между собой ( $V=8,7\%$  — в песчаниках и  $25\%$  — в конгломератах).

Статистическая проверка гипотезы о равенстве средних содержаний в различных типах пород толщи показала, что кварцито-песчаники и олигомиктовые конгломераты, довольно близкие по петрографическому составу обломков их составляющих, обладают вполне сравнимыми значениями концентраций золота и совершенно отличаются от полимиктовых конгломератов. Различия математически вполне значимы и не

Таблица 16

Распределение золота в отложениях карьерной свиты

Толща	Порода	n	$\bar{X}$	S	A	V, %
Нижняя	Конгломераты полимиктовые	13	2,46	1,0	0,7	41,3
	Конгломераты олигомиктовые и мономиктовые, гравелиты	14	1,23	0,3	—0,1	25,0
	Песчаники кварцитовидные	16	1,14	0,1	—0,1	8,7
Верхняя	Песчаники кварцевые с глауконитом	19	1,67	0,9	1,0	52,7
	Алевриты	9	1,08	0,2	0,5	22,2
	Аргиллиты	9	0,93	0,3	0,4	30,1
	Доломиты	8	0,41	0,1	—0,6	29,2
В целом по свите	Конгломераты	26	1,86	0,8	1,5	50,5
	Песчаники	35	1,47	0,9	1,8	61,2
	Алевриты	9	1,08	0,2	0,5	22,2
	Аргиллиты	9	0,93	0,3	0,4	30,1
	Доломиты	8	0,41	0,1	—0,6	29,2
Среднее по свите		88	1,38			



Сравнение значимости расхождения средних содержаний золота между отдельными литологическими разностями пород карьерной свиты

Порода	$\bar{X}$	$S^2$	$f$	$F_{0,05}$	$F$	$t_{0,05}$	$t$
Песчаники кварцитовидные . . . . .	1,14	0,110	13	2,86	1,13	2,07	0,76
Конгломераты олигомиктовые и моно- миктовые . . . . .	1,24	0,097	10	2,86	10,40	2,07	4,08
Конгломераты полимиктовые . . . . .	2,43	1,010	13	2,55	9,1	2,06	4,56
Песчаники кварцитовидные . . . . .	1,14	0,110	13				
Доломиты . . . . .	0,41	0,013	7	3,80	6,30	2,15	4,78
Аргиллиты . . . . .	0,93	0,082	7	3,51	1,43	2,13	1,16
Алевролиты . . . . .	1,08	0,057	8	8,16	13,60	2,05	2,77
Песчаники кварцевые с глауконитом	1,67	0,780	19	3,45	9,50	2,06	3,33
Аргиллиты . . . . .	0,93	0,082	7				
Песчаники кварцитовидные . . . . .	1,14	0,110	13	2,46	7,00	2,03	2,47
Песчаники кварцевые с глауконитом	1,67	0,780	19				
Конгломераты олигомиктовые . . . . .	1,24	0,097	10	2,78	8,00	2,05	1,96
Песчаники кварцевые с глауконитом	1,67	0,780	19	2,31	1,30	2,03	2,29
Конгломераты полимиктовые . . . . .	2,43	1,010	13				
Алевролиты . . . . .	1,08	0,057	8	3,07	14,90	2,01	4,18
Песчаники . . . . .	1,47	0,850	34	1,87	1,35	2,00	1,93
Конгломераты . . . . .	1,86	0,880	22	3,16	15,40	2,04	3,60
Алевролиты . . . . .	1,08	0,057	8				

могут считаться случайными (табл. 17). По-видимому, палеогеографическая обстановка в достаточной степени влияла на распределение элемента по фациальному профилю терригенных отложений толщи. Наиболее резкие колебания содержаний золота, как, впрочем, и ряда других элементов, по типам пород наблюдаются именно в осадках прибрежно-морских комплексов (Легедза, 1969; Мельников и др., 1967; Монсеенко, Михайлов, 1970; Страхов 1962).

Основным фактором механического концентрирования элемента является близость от конечного водоема размываемых коренных источников золота. Дальний же перенос обуславливает его истирание, частичное растворение и образование истинных или коллоидных растворов (Голева и др., 1970; Звягинцев, 1941; Монсеенко и др., 1970), из которых золото выпадает только при определенных физико-химических условиях: восстановительная среда, наличие сорбентов (глинистого или органического вещества, гидроокислов Fe, Mn, дисульфидов Fe, коллоидального кремнезема) и т. д. С точки зрения изложенного, можно объяснить некоторую дифференциацию содержаний золота в отложениях толщи кварцитовидных песчаников.

Осадки прибрежных аккумулятивных фаций (полимиктовые конгломераты, грубозернистые песчаники, гравелиты), формирующиеся вблизи устьевых частей палеоводотоков, оказываются и более обога-

Содержание золота во фракциях пород карьерной свиты, мг/т

Порода, минерал	Номер пробы	В породе	В легкой фракции	В тяжелой фракции	В минерале
Гравелит	3099	1,0	0,8	54,0	
	3138	1,8	1,5	87,4	
Песчаник грубозернистый	3100	4,4	3,8	104,0	
	682,9	2,9	2,5	130,0	
Песчаник мелкозернистый	264-70	1,2	1,2	10,0	
	360-70	1,8	1,8	7,0	
Песчаник глауконитовый	3142	1,6	1,7	5,0	
	263	2,5	2,4	3,5	
	3167	3,4	3,3	4,3	
Глауконит	3141				58,2
	3144				144,0
	3142				78,6
	361-70				48,0

Примечание. Тяжелая фракция составляет 0,1—0,3% от веса исходной породы.

шенными этим элементом (в отдельных пробах выше 100 мг/т). Причем здесь осаждается, по-видимому, в первую очередь диспергированное золото, находящееся во взвешенном состоянии. Подтверждают это и довольно высокие содержания золота (54, 87,4; 104; 130 мг/т) в тяжелых фракциях грубообломочных пород (табл. 18). Наименьшие концентрации элемента устанавливаются в хорошо отсортированных, вероятно, многократно переотложенных, содержащих минимальные количества сорбентов кварцевых песках из зоны слабых волнений и течений морского мелководья.

Кварцевые глауконитовые песчаники аргиллитопесчаниковой толщи обладают заметно повышенными содержаниями золота по сравнению с рассмотренными типами пород. Среднее содержание этого элемента в них составляет 1,67 мг/т, а с учетом двух аномальных значений (8,3 и 16,0 мг/т) — 2,4 мг/т, что в два раза выше в сравнении с кварцитовидными песчаниками. Частные концентрации характеризуются довольно значительными колебаниями значений, обусловленными, видимо, неравнозначным составом поступающего в бассейн седиментации обломочного и растворенного материала, вследствие неустойчивого режима осадконакопления.

Выше уже было показано, что формирование отложений песчано-аргиллитовой толщи происходило в мелководной прибрежно-морской обстановке, преимущественно в восстановительных условиях седиментогенеза, на границе двух резко различных гидродинамических сред. Процессы осаждения золота здесь регулируются рядом факторов, главным из которых, пожалуй, является химический состав морской воды, положительно влияющий в силу своих электролитических свойств на коагуляцию коллоидальных гидроокисей кремнезема, алюминия и железа (Звягинцев, 1941; Линдгрэн, 1932; Ясырев, Никитин, 1972). Последние, попадая в восстановительную среду, выпадали из растворов с образованием в процессе диагенеза осадков глауконита и гелеподобных гидратов односернистого железа типа гидротроилита, являющихся хорошими осадителями коллоидных и других соединений золота (Легедза, 1966, 1967, 1969). На то, что миграция золота в природных условиях может происходить в виде коллоидов, указывали К. Ф. Белоглазов и Е. С. Усатая (1938), а в последнее время этот вывод подтвержден экспериментально (Талипов и др., 1972). При коагуляции отрицательно заряженных кремнистых систем вблизи положительно заря-

женных гидроокисных соединений железа обычно и происходит сорбция золота последними.

Развитие железисто-кремнистого цемента в отдельных горизонтах песчаников толщи, постоянная примесь глауконита, рассеянных кристаллов или стяжений пирита, наличие кварц-халцедоновых конкреций свидетельствуют о том, что во время накопления отложений песчано-аргиллитовой толщи существовали условия седиментации, весьма похожие на те, что описаны В. Я. Легедзой (1966), В. П. Лощининым (1971), А. П. Ясыревым и Н. М. Никитиным (1972). Подобная фациальная обстановка, по мнению Р. В. Нифонтова (1957, 1960), благоприятна для формирования толщ с хемогенной золотоносностью.

Резюмируя изложенное, можно сказать, что повышенные содержания золота в глауконитовых песчаниках по сравнению с парагенетически связанными с ними кварцитовидными имеют, по-видимому, в основном хемогенную природу, обусловленную специфическими физико-химическими условиями среды, в которой происходило осадконакопление. Подтверждением этого служат и весьма высокие содержания золота (48—144 мг/т, см. табл. 18) в монофракциях глауконита из этих пород. Повышенные количества элемента (до 8—10 мг/т) установлены и в глауконитах современных океанических осадков (ряд проб из коллекции И. В. Николаевой), а также в глауконитах Русской платформы (Ясырев, Никитин, 1972).

Процессы механического концентрирования золота в глауконитовых песчаниках в составе минеральных примесей или в виде тонкодиспергированных самородных частиц имеют здесь явно подчиненное значение. Содержание золота в тяжелой фракции глауконитовых песчаников, несмотря на наличие пирита, не превышает 3,5—5 мг/т (см. табл. 18).

Средние содержания золота в сероцветных алевролитах (1,1 мг/т) и аргиллитах (0,9 мг/т) этой толщи наиболее низкие по сравнению с подобными литологическими типами пород других свит чингасанской серии и весьма близки между собой. Колебания концентраций элемента в частных пробах этих пород также незначительны — соответственно 0,6—1,5 и 0,8—1,6 мг/т при  $V=22,2$  и 30,1%. Различия в средних содержаниях золота в глауконитовых песчаниках, с одной стороны, и алевролитах и аргиллитах — с другой, не случайны и подтверждаются математически (см. табл. 17). Низкие концентрации элемента можно объяснить условиями формирования этих пород в более глубоководных частях бассейна седиментации, удаленных от приустьевых частей водотоков и обедненных вследствие этого кластогенным золотом.

Сероцветные доломиты верхней толщи характеризуются самым низким (0,41 мг/т) средним содержанием золота, причем распределение его идентично сероцветным доломитам лопатинской свиты (см. табл. 15). Близость тех и других по химическому составу, отсутствие в них примеси терригенного материала, незначительное содержание органического вещества предопределили, несмотря на различные фациальные условия образования, весьма низкие концентрации элемента, обусловленные слабым осаждающим воздействием на растворенное золото карбонатов кальция и магния.

Сравнение средних содержаний золота в различных литологических разностях пород карьерной свиты показывает отчетливую тенденцию повышения этих величин от карбонатных пород к аргиллитам и алевролитам и далее к песчаникам и конгломератам (рис. 14), что свидетельствует о преобладающей роли кластогенных форм концентрации золота над хемогенными в условиях морского мелководья и особенно в прибрежных участках морских бассейнов.

**Суктальминская свита.** В флише подобно чередующихся породах известковистые полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки суктальминской свиты концентрации золота колеб-

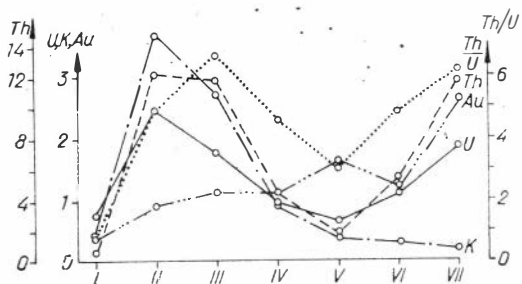


Рис. 14. Распределение средних содержаний золота и радиоактивных элементов в породах карьерной свиты.

I — доломиты, II — аргиллиты, III — алевролиты, IV — песчаники кварцитовидные, V — песчаники глауконитовые, VI — конгломераты олигомиктовые и мономиктовые кварцевые, VII — конгломераты полимиктовые.

вещества в породах суктальминской свиты. Статистическая проверка гипотезы о равенстве средних содержаний (табл. 20) в породах свиты дала положительные результаты.

Примерно равные концентрации элемента в различных по гранулометрическому составу породах флишондной толщи определяются прежде всего физико-химической обстановкой, в которой происходило ее накопление. Известно (Вассоевич, 1951), что формирование флиша происходит в условиях слабого химического выветривания пород питающей провинции и быстрого захоронения обломочного материала в бассейне седиментации. Вследствие этого золото, находящееся в породах и минералах материнских пород, так же, как и другие элементы, не успевает высвободиться и мигрирует совместно с обломками. Распределение золота в этих условиях контролируется, главным образом, процессами механического концентрирования. В породах, обогащенных глинистым и органическим веществом, определенную роль, вероятно, играет и осаждение на сорбентах.

Таблица 19

Параметры распределения золота в отложениях суктальминской свиты

Толща	Порода	n	$\bar{X}$	S	A	V, %
Флишондная	Песчаники полимиктовые известковистые	40	1,27	0,6	1,0	44,8
	Алевролиты известковистые	22	1,62	0,8	0,8	48,7
	Аргиллиты	15	1,30	0,7	0,8	50,0
	Известково-доломитовые породы	12	1,25	0,1	0,7	9,5
	Среднее . . . . .	89	1,35	0,6	0,8	36,0
Тиллитно-добных пород	Песчаники известковистые	9	0,50	0,2	1,1	40,0
	Аргиллиты	12	2,80	0,3	2,0	11,0
	Туфогенная алевроито-глинистая масса (цемент)	5	1,10	0,5	0,3	48,2
	Алевроито-глинистая масса (цемент)	4	1,50	—	—	—
	Туфы трахибазальтовых порфиритов и туфогенные породы	5	0,62	0,4	0,5	58,0
Среднее . . . . .	35	1,50				

Результаты проверки гипотезы о равенстве средних содержаний золота в отложениях суктальминской свиты

Порода	$\bar{X}$	$S^2$	$f$	$F_{0,05}$	$F$	$t_{0,05}$	$t$
Карбонатные породы	1,25	0,014	9	2,86	30,7	2,07	0,29
Аргиллиты	1,3	0,43	14	2,44	1,46	2,03	1,26
Алевролиты	1,62	0,63	17	1,94	1,9	2,01	1,75
Песчаники	1,27	0,33	38	2,80	23,5	2,02	0,2
Карбонатные породы	1,25	0,014	9	2,98	52,1	2,06	1,94
Алевролиты	1,62	0,63	17				
Песчаники	1,27	0,33	38	1,9	1,3	2,0	0,15
Аргиллиты	1,3	0,43	14				

На рис. 15—17 показана зависимость средних концентраций элемента в песчаниках, алевролитах и аргиллитах от содержания в них органического вещества. Судя по рис. 16, прямая корреляция соблюдается в песчаниках и алевролитах, в аргиллитах она нарушается. Последние заметно обогащены органическим углеродом и особенно глинистым веществом, и тем не менее содержание золота в них по сравнению с алевролитами заметно понижено. Алевролиты с наибольшими концентрациями элемента, с одной стороны, содержат достаточно высокое количество обломочного материала, а с другой — органики и глинистого вещества. Совмещение ряда процессов концентрирования золота, по-видимому, и предопределило повышенное количество его в алевролитах и в целом более или менее равномерное распределение элемента независимо от типа пород.

С целью выяснения возможной зависимости распределения золота от цикличности осадконакопления, опробованию были подвергнуты 15 ритмических пачек соответственно по 5 в нижней (I), средней (II) и верхней (III) частях разреза толщи. Статистическая обработка результатов анализов показала, что частные содержания элемента, в общем, закономерно варьируют и мало отличаются в близких

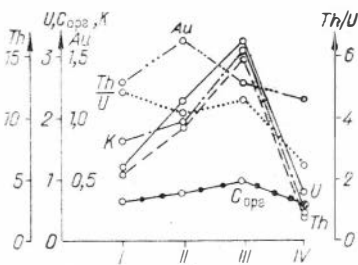


Рис. 15. Распределение средних содержаний золота, радиоактивных элементов и  $C_{орг}$  (%) в песчаниках (I), алевролитах (II), аргиллитах (III) и карбонатных породах (IV) суктальминской свиты.

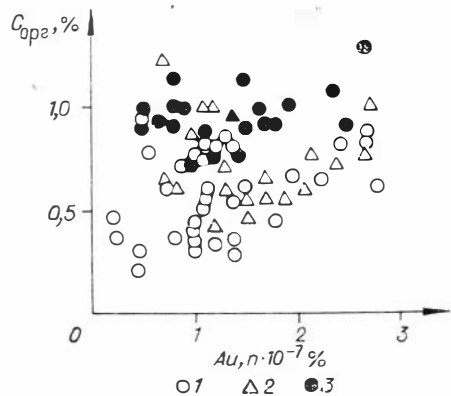


Рис. 16. Зависимость содержания золота в породах суктальминской свиты от содержания в них  $C_{орг}$ .  
1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — аргиллиты.

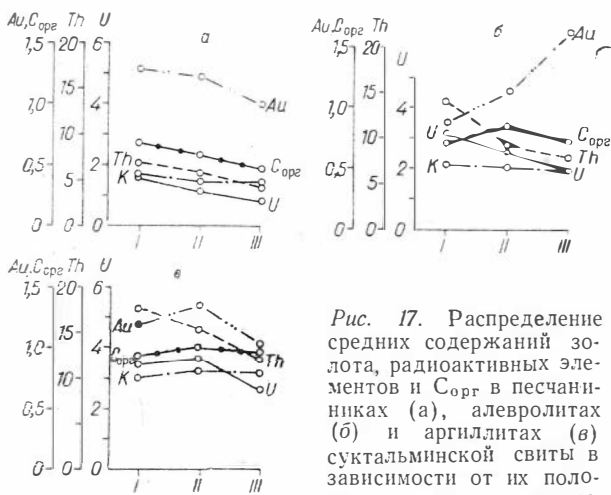


Рис. 17. Распределение средних содержаний золота, радиоактивных элементов и  $C_{орг}$  в песчаниках (а), алевролитах (б) и аргиллитах (в) суктальминской свиты в зависимости от их положения в разрезе свиты.

Части разреза: I — нижняя, II — средняя, III — верхняя.

факторов: количеством кластогенного золота, привносимого в составе обломков пород и минералов или в виде тонкодиспергированных механических взвесей; содержанием золота в морской воде и особенностями его хомогенной концентрации и др. В нашем конкретном случае такие тенденции с некоторой долей условности могут быть объяснены: в песчаниках — дополнительно разбавляющим влиянием карбонатного материала (рис. 18), общее содержание которого в них вверх по разрезу растет, а содержание золота соответственно падает, в алевролитах — увеличением количества пелитовой составляющей и органического вещества, а в аргиллитах — уменьшением в целом их терригенности и увеличением количества глинистого материала и органики.

В толще тиллитоподобных пород бассейна р. Вороговка золото определялось в известковистых песчаниках оселкового типа, аргиллитах, цементирующей массе валунно-галечных образований и в туфах. Минимальное содержание (0,5 мг/т) установлено в песчаниках, а максимальное (2,8 г/т) — в аргиллитах. Туфогенные аргиллиты цемента отличаются пониженной концентрацией золота (1,1 мг/т), что связано с влиянием примеси продуктов вулканизма, характеризующихся в данном случае незначительными содержаниями золота. В част-

литологических разностях (табл. 21). Анализ средних содержаний золота в породах в зависимости от их положения в разрезе толщи свидетельствует о том, что снизу вверх увеличиваются концентрации элемента в алевролитах, в песчаниках они уменьшаются, а в аргиллитах — сначала растут, а затем резко падают (см. рис. 17). Такие вариации в содержании благородного металла определяются рядом трудно поддающихся учету

Таблица 21

Результаты сравнения значимости расхождения средних содержаний золота между сходными литологическими разностями пород суктальминской свиты в зависимости от их положения в разрезе

Порода	Часть разреза	$\bar{X}$	$S^2$	$f$	$F_{0,05}$	$F$	$t_{0,05}$	$t$
Песчаники	I	1,31	0,89	8				
	II	1,25	0,13	9	3,23	6,8	2,11	0,2
	III	1,07	0,02	9	3,15	6,5	2,1	1,4
	I	1,31	0,89	8	3,23	44,5	2,11	0,8
Алевролиты	I	0,92	0,34	3				
	II	1,18	0,014	4	6,59	24,2	2,37	0,89
	III	1,88	0,41	4	6,39	29,2	2,31	3,03
	I	0,92	0,34	3	9,12	1,2	2,37	2,40
Аргиллиты	I	1,24	0,32	4				
	II	1,36	0,68	4	6,39	2,1	2,31	0,27
	III	1,04	0,57	4	6,39	1,19	2,31	0,64
	I	1,24	0,32	4	6,39	1,78	2,31	0,47

ности, в туфах трахибазальтового состава концентрация благородного металла не превышает 0,5—1 мг/т (см. табл. 19).

Алеврито-глинистая масса цемента «тиллитов» без примеси туфогенного материала содержит 1,5—2 мг/т золота. Следовательно,

в данном случае устанавливаются некоторые различия в распределении золота в нормально-осадочных слоистых породах (песчаники и аргиллиты) и цементирующей массе «тиллитов». Различия проявляются и в сравнении с флишoidalными отложениями, формирующимися в спокойной тектонической обстановке морских глубоководных фаций и отличающимися более выравненными концентрациями металла в разных литологических типах пород.

**Суворовская свита.** Красноцветные терригенные отложения этой свиты характеризуются сравнительно низкими концентрациями золота (табл. 22, рис. 19). Среднее содержание элемента в породах свиты составляет 1,46 мг/т при вариациях частных значений от 0,4 до 3,8 мг/т. Отдельные литологические разности, несмотря на сходные фациальные условия образования, заметно различаются по содержанию в них золота. Так, грубообломочные породы имеют в среднем 1,33 мг/т элемента. Близкие по составу обломочного и цементирующего материала алевролиты и песчаники этой свиты отличаются еще более низкими концентрациями золота. Среднее содержание элемента в них составляет 1,1—1,18 мг/т. Причем алевролиты обнаруживают более равномерное распределение золота. Пределы его содержаний в частных пробах составляют 0,62—1,34 мг/т при  $V=20,9\%$ , в то время как в песчаниках эти величины соответственно равны  $R=0,4—2,0$  мг/т и  $V=42,3\%$ . Весьма существенно от рассмотренных типов пород отличаются глинисто-железистые аргиллиты. Средние концентрации золота в них составляют 2,95 мг/т при довольно низком значении дисперсии (0,64) и показателя вариации (26,1%).

Статистическая проверка значимости расхождения средних содержаний между названными литологическими типами пород показала, что существующие различия между ними вполне закономерны и далеко выходят за ранг случайных. Такая дифференциация содержаний золота в отложениях суворовской свиты может быть объяснена той палеогеографической обстановкой, в которой происходило накопление осадков. Как

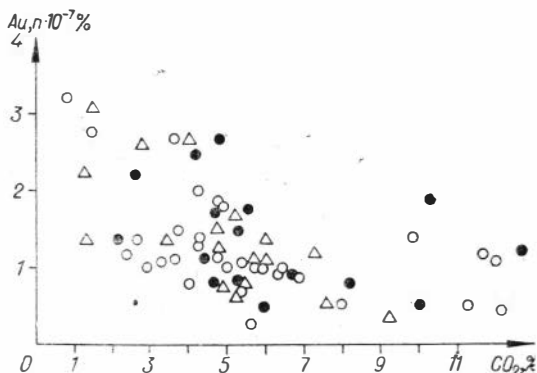


Рис. 18. Зависимость содержаний золота в породах суктальминской свиты от содержания в них  $CO_2$ . Усл. обозн. см. на рис. 16.

Таблица 22

Параметры распределения золота в отложениях суворовской свиты

Порода	$n$	$\bar{x}$	$s$	$A$	$V, \%$
Конгломераты и гравелиты	11	1.33	0.2	-0.4	13.0
Песчаники	16	1.10	0.4	0.6	42.3
Алевролиты	11	1.18	0.2	-0.8	20.9
Аргиллиты	8	2.95	0.8	-0.3	26.1
Среднее	46	1.46			

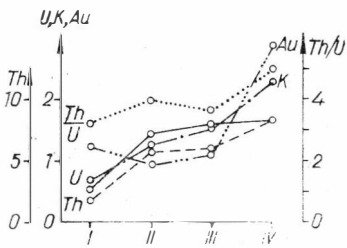


Рис. 19. Распределение средних содержаний золота и радиоактивных элементов в породах суворовской свиты.

I — конгломераты и гравелиты, II — песчаники, III — алевролиты, IV — аргиллиты.

уже отмечалось, формирование красноцветной толщи происходило в условиях прибрежной аллювиальной равнины, периодически заливаемой морем, в обстановке высокого значения окислительного потенциала. До недавнего времени считалось, что окислительная обстановка малоблагоприятна для осаждения хемогенного золота. Однако работами И. Я. Коротаевой с соавторами (1968, 1969, 1971), В. В. Поликарпочкина и др. (1969) показано, что определенная часть его концентрируется в этих условиях гидроокислами железа. При этом концентрация элемента повышается по мере уменьшения крупности составляющего породу материала и увеличения количества гидро-

окислов железа. Содержание золота в таких породах может достигать десятых долей и даже граммов на тонну.

Очевидно, с этих позиций можно объяснить относительно низкое содержание элемента в песчаниках и алевролитах, концентрирующих преимущественно кластогенное золото (содержание элемента в тяжелой фракции этих пород достигает 30,4—45,5 мг/т (табл. 23)), и высокое — в аргиллитах, в которых элемент имеет, вероятно, хемогенное происхождение (содержание золота в тяжелой фракции аргиллитов, исключая железистое вещество, не превышает 3,48—4,4 мг/т). Доказательством этому служит и отчетливое нарастание концентраций элемента от песчаников к аргиллитам (см. рис. 19). Повышенные количества золота в конгломератах и гравелитах свиты обязаны механическому концентрированию его в составе обломков минералов и пород, а также, видимо, в виде тонкодиспергированных самородных частиц, поскольку содержание золота в тяжелой фракции гравелитов и конгломератов достигает 140—354 мг/т (см. табл. 23).

**Подъемская свита.** Красноцветные терригенно-карбонатные отложения Уволжского грабена слабо различаются по содержанию в них золота (табл. 24, рис. 20). Однако частные концентрации его нередко испытывают значительные колебания. Например, в железисто-алевролитистых доломитах нижней пачки при среднем

Таблица 23

Распределение золота в терригенных породах суворовской свиты, мг/т

Порода	Номер пробы	В породе	В легкой фракции	В тяжелой фракции
Песчаник	3250	4,2	3,9	30,4
	3052	0,6	0,7	31,8
	187	1,2	1,0	41,4
Алевролит	3160	0,7	0,6	45,5
	117	1,2	1,0	190,0
Гравелит	115	1,2	1,0	67,5
	71-70	1,4	1,2	90,0
	3261	0,6	0,5	95,6
	54-70	1,0	0,8	354,0
Аргиллит	511	1,3	1,4	3,5
	522	1,0	1,0	4,4
	57	2,6	2,5	4,4

Примечание. Железистое вещество (в основном гидроокисные соединения железа с примесью терригенного материала) в состав анализируемой тяжелой фракции не входило, оно анализировалось совместно с легкой фракцией.



Параметры распределения золота в отложениях подъемской свиты

Район	Порода	n	$\bar{X}$	S	A	V, %
Уволжский грабен (западный разрез)	Доломиты железисто-алевритистые	18	1,96	1,1	0,5	58,1
	Известняки железисто-алевритистые	34	1,84	0,5	1,0	31,9
	Известняки чистые	36	0,61	0,2	0,5	34,4
	Алевролиты железистоизвестковистые	16	1,93	1,5	0,3	79,1
	Песчаники	11	2,07	1,0	-0,2	45,8
Среднее . . . . .		115	1,51			
Тейский прогиб (восточный разрез)	Конгломераты	3	1,23			
	Песчаники подмиктовые	10	1,90	1,6	4,1	82,0
	Песчаники кварцевые	8	0,80	0,4	0,5	52,5
	Доломиты	4	0,78			
	Алевролиты	3	0,60			
Среднее . . . . .		28	1,10			

содержанию золота 1,96 мг/т разброс частных величин составляет 0,3—4,3 мг/т. Характерно, что концентрация золота в этих доломитах заметно превышает по абсолютному значению содержания его в сероцветных глинисто-алевритистых доломитах и известняках лопатинской (1,18—1,57 мг/т) и суктальминской (1,25 мг/т) свит. По-видимому, повышенные количества гидроокислов железа в красноцветных доломитах подъемской свиты значительно больше стабилизируют содержание золота, чем глинистое вещество сероцветных доломитов. Определенную роль играет здесь также и примесь обломочного материала, несущего в своем составе золото.

Математически сравнимые с концентрациями золота в красноцветных доломитах средние содержания элемента отмечены и в железисто-алевритистых известняках верхней толщи (1,84 мг/т). Однако последние характеризуются более равномерным распределением золота в частных пробах —  $R=0,91$ —2,97 мг/т;  $V=32\%$ . Самые низкие содержания элемента (0,6 мг/т) отмечены в чистых от терригенной примеси розово-серых известняках этой толщи, содержащих наименьшие количества окисного железа. В вышележащих железисто-известковистых алевролитах распределение золота неравномерное ( $V=79,1\%$ ), концентрации его варьируют от 0,2 до 34,2 мг/т. Среднее содержание без учета аномальных составляет 1,93 мг/т. Примерно такие же содержания элемента (2,1 мг/т) отмечены и в красноцветных известковистых песчаниках этой толщи. Разброс частных содержаний элемента здесь составляет 0,73—3,5 мг/т при  $S=1,0$  и  $V=45,8\%$ .

В целом по западному разрезу свиты среднее содержание золота без учета аномальных значений составляет 1,51 мг/т. В распределении кларковых концентраций золота по различным литологическим типам пород разреза отчетливо намечаются два максимума. Один из них приурочен к песчаникам и алевролитам, что, по-видимому, обусловлено в основном механическим осаждением элемента в виде тонко-

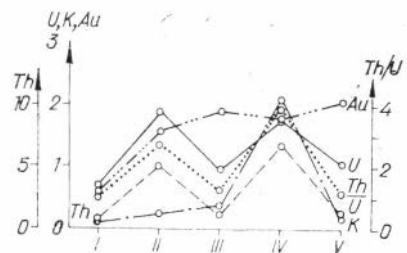


Рис. 20. Распределение средних содержаний золота и радиоактивных элементов в породах подъемской свиты (западный разрез). I — известняки чистые, II — известняки железисто-алевритистые, III — доломиты железисто-алевритистые, IV — алевролиты, V — песчаники.

Параметры распределения золота в отложениях немчанской свиты

Порода	n	$\bar{X}$	S	A	$\Gamma$ , %
Конгломераты и гравелиты . . . . .	8	1,49	0,6	1,4	37,6
Песчаники кварцевые . . . . .	8	1,22	0,4	1,1	33,6
Песчаники кварц-полевошпатовые	7	1,40	0,2	1,2	15,7
Алевролиты . . . . .	9	1,44	0,3	1,8	17,3
Аргиллиты . . . . .	4	1,50	—	—	—
Доломиты . . . . .	1	0,30	—	—	—
Глинистые доломиты . . . . .	1	0,60	—	—	—
Среднее:					
Терригенные породы . . . . .	36	1,34	0,3	2,3	22,4
Карбонатные породы . . . . .	2	0,45	—	—	—

диспергированных частиц самородного золота или в составе обломков горных пород и минералов, и второй — в железисто-алевритистых известняках и доломитах, концентрирующих преимущественно хемогенное золото.

Отложения восточных разрезов свиты (Тейский прогиб), характеризующиеся широким развитием светло-серых кварцевых и доломитистых песчаников и алевролитов, песчаных и обычных доломитов, по содержанию золота слабо дифференцированы. Концентрации благородного металла в них в 2—3 раза ниже по сравнению с терригенно-карбонатными породами западных разрезов, что объясняется низким содержанием глинистого и железистого вещества, концентрирующего золото в осадках, и существенно кварцевым составом обломочного материала — продукта глубокого химического выветривания пород. Повышенные содержания золота (1,2—1,9 мг/т) устанавливаются лишь в базальных горизонтах свиты, представленных полимиктовыми конгломератами и песчаниками, обогащенных обломками филлитовидных сланцев.

**Немчанская свита.** Красноцветные отложения свиты по содержанию золота мало чем отличаются от подобных образований суворовской. Среднее содержание элемента в целом по свите равно 1,34 мг/т при вариациях частных значений от 0,7 до 1,9 мг/т (табл. 25). Количество золота в отдельных литологических типах пород свиты в общем близки, так же как идентичны и параметры его распределения. Правда, прослежена слабая тенденция увеличения средних содержаний от кварцевых (1,22 мг/т) к кварц-полевошпатовым (1,40 мг/т) песчаникам, алевролитам (1,44 мг/т) и аргиллитам (1,5 мг/т). Грубообломочные породы (конгломераты и гравелиты) имеют в среднем 1,49 мг/т золота. Следовательно, и здесь, как и в отложениях суворовской свиты, сформированных в аналогичных условиях, количества золота заметно возрастают с уменьшением крупности обломочного материала пород и увеличением их глинистости и железистости, подтверждая тем самым ранее высказанное положение о возрастающей роли процессов хемогенной концентрации элемента в пелитовых образованиях и о преимущественно механическом его накоплении в грубообломочных и псаммитовых породах. Характерно, что песчаники и алевролиты разных стратиграфических уровней разреза свиты практически не различаются по содержанию золота, хотя чаще более высокие концентрации благородного металла встречаются в кварц-полевошпатовых и полимиктовых их разновидностях. Минимальные количества золота содержат доломиты (0,3—0,6 мг/т).

Таким образом, сходные по составу и условиям формирования красноцветные отложения, слагающие даже такие мощные толщи, как немчанская свита, характеризуются довольно близкими содержаниями золота и равномерным его распределением.

### НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА В ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ ОБСТАНОВОК

Изложенный материал по содержанию золота в полифациальных отложениях верхнего рифея — венда позволяет выявить некоторые общие закономерности в распределении этого элемента и в поведении его при осадконакоплении.

При анализе средних содержаний золота в породах разных свит карбонатно-терригенного комплекса (рис. 21, 22, а) обращают на себя внимание повышенные его концентрации и неравномерное распределение в базальных горизонтах, представленных грубообломочными красноцветными отложениями лопатинской свиты, в которых элемент имеет в основном кластогенную природу. Содержание в них 3,5—5 раз превышает кларковое значение для осадочных пород, по А. П. Виноградову (1962). В породах вышележащих свит средние содержания благородного металла резко снижаются и составляют 1—1,5 мг/т, примерно соответствуя кларковой величине.

В фациальном ряду рассматриваемых отложений резко уменьшается концентрация золота от континентальных литологических комплексов к лагунно-континентальным, затем слабо снижается в направлении к прибрежно-морским и морским мелководным комплексам и, наконец, незначительно увеличивается в морских глубоководных осадках (рис. 22, а, табл. 26).

Еще более отчетливая картина в распределении элементов в фациальном профиле отложений устанавливается при сравнении концентраций металла в однотипных по составу породах. Так, в фациальном ряду красноцветных песчаников и алевролитов (рис. 22, б, в) содержание золота отчетливо уменьшается от континентальных к лагунно-континентальным и прибрежно-морским отложениям, далее в сероцветных морских мелководных (глауконитовых) песчаниках количество его несколько увеличивается, а затем снижается в глубоководных флишоидных разностях. В алевролитах и аргиллитах флиша (см рис. 22, в, г, 25), напротив, содержания золота заметно увеличиваются в сравнении с таковыми морских мелководных фаций. Такой характер распределения золота в терригенных осадках, несомненно, свидетельствует о том, что определяющими процессами в его поведении при осадконакоплении (до морских глубоководных фаций) являются процессы механической дифференциации вещества. Отложение главной массы золота происходит здесь из механических взвесей обломков пород и минералов, а также в форме диспергированных самородных частиц.

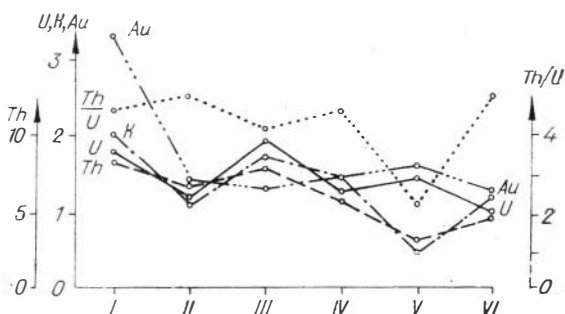


Рис. 21. Распределение средних содержаний золота и радиоактивных элементов.

С в и т ы: I — лопатинская, II — карьерная, III — суктальминская, IV — суворовская, V — подъемская, VI — немчанская.

**Средние содержания золота и радиоактивных элементов и их отношения в основных  
Енисейского**

Свита		Литологический комплекс	Фациальная обстановка осадкона- копления
Немчанская		Терригенный красноцветный (гру- бообломочный) Терригенный красноцветный (мел- кообломочный)	Континентальная Прибрежно-морская
Подъёмная	Уволжский разрез	Карбонатный Терригенный красноцветный Терригенно-карбонатный пестро- цветный	Лагунно-континентальная Морская мелководная
	Теиский разрез	Карбонатно-терригенный пестро- цветный	
Суворовская		Терригенный красноцветный (пес- чанниковый)	Прибрежно-морская
Сукталымин- ская		Карбонатно-терригенный (фли- шoidalный) Вулканогенно-терригенный (гру- бообломочный)	Морская глубоководная Прибрежно-морская
Карьерная		Терригенный (аргиллито-песчани- ковый) Терригенный (песчанниковый)	Морская мелководная Прибрежно-морская
Лопатинская		Карбонатный (доломитовый) Карбонатный (битуминозных до- ломитов) Терригенно-карбонатный	Лагунно-континентальная
		Терригенный зеленоцветный Терригенный красноцветный	Лагунно-континентальная Континентальная

Примечание. Здесь и далее в числителе — среднее содержание, в знаменателе — коли-

Среди карбонатных отложений, сформированных в лагунно-континентальных или морских мелководных условиях, самые низкие содержания золота (0,3—0,6 мг/т) в чистых светло-серых доломитах и известняках без примеси терригенного материала и органического вещества. В красноцветных глинисто-алевритистых их разностях, содержащих значительное количество гидроокислов железа, концентрация элемента увеличивается до 1,6—2 мг/т, а в темно-серых битуминозных доломитах достигает 3,8 мг/т (рис. 23, 24), что на порядок выше в сравнении со светло-серыми карбонатными породами. Следовательно, в данном случае существенное влияние на процессы концентрации золота в карбонатных осадках оказывает примесь терригенного материала, железистого и органического вещества.

Два максимума концентрации золота устанавливается в фациальном ряду красноцветных отложений: конгломераты — песчаники — песчано-глинистые известняки и доломиты — чистые карбонатные породы

## Литологических комплексах пород верхнего рифея, венда северо-восточной части кряжа

Аu, мг/г	U, г/г	Th, г/г	K, %	Th/U	Th/K·10 <sup>1</sup>	U/K·10 <sup>1</sup>	Au/U·10 <sup>3</sup>	Au/Th·10 <sup>3</sup>	Au/K·10 <sup>7</sup>
1,5/8	0,5/8	4,5/8	0,9/8	9,0	5,0	0,5	3,0	0,3	1,2
1,3/30	1,0/33	5,0/33	1,2/33	5,0	4,1	0,8	1,3	0,2	1,1
0,6/36	0,8/24	0,7/18	0,2/6	0,9	3,5	4,0	0,8	0,9	3,0
2,0/27	1,5/26	4,5/17	1,4/9	3,0	3,2	1,0	1,3	0,4	1,4
3,2/55	1,5/55	3,9/28	0,3/17	2,6	13,0	5,0	2,1	0,8	10,6
1,1/34	1,4/143	3,5/101	0,6/70	2,5	6,0	2,3	0,8	0,3	1,8
1,5/46	0,5/54	5,5/49	1,4/40	6,1	4,0	0,6	1,5	0,3	1,0
1,4/89	1,9/109	7,9/105	1,8/106	4,1	4,4	1,0	0,7	0,2	0,8
1,5/75	1,7/33	4,9/33	1,6/3,1	2,9	3,0	1,0	0,9	0,3	1,0
1,2/45	1,4/65	5,8/63	1,3/45	4,1	4,5	1,0	0,8	0,2	1,0
1,6/42	1,3/43	7,5/40	0,3/18	5,4	25,0	4,3	1,2	0,2	5,3
0,4/20	0,1/20	0,1/14	0,01/14	1,0	>10	>10	4,0	4,0	>40,0
3,7/22	1,6/25	0,7/10	0,2/10	0,4	3,5	8,0	2,3	5,3	18,5
1,9/45	1,8/39	3,4/29	1,4/20	1,8	2,4	1,3	1,1	0,6	1,4
4,1/29	3,9/23	13,4/23	2,2/23	3,4	6,0	1,8	1,1	0,4	1,9
3,9/129	2,2/148	11,7/73	2,4/63	5,3	4,9	0,9	1,8	0,3	1,6

чество проб.

(рис. 25). Один из максимумов приходится на конгломераты, а второй — на карбонатные породы с примесью терригенного материала и, в частности, железистого вещества. Красноцветные песчаники, чистые доломиты и известняки в сравнении с ними характеризуются резко пониженными содержаниями золота. Объяснение этим особенностям мы видим в специфике поведения золота в осадочном процессе, в значительной мере определяемой формой его миграции и характером осаждения в разнофациальных зонах, о чем подробно будет сказано ниже.

Среди исследуемых отложений отчетливо выделяются породы, сформированные в окислительной и восстановительной обстановке, фиксируемой сейчас по преобладанию окисных и закисных форм железа. Красноцветные породы лопатинской, суворовской и немчанской свит содержат в общем от 2 до 3,5% окиси железа, тогда как серо- и зеленоцветные образования верхних горизонтов лопатинской, песчаниково-аргиллитовые отложения карьерной и суктальминской свит — 0,7—

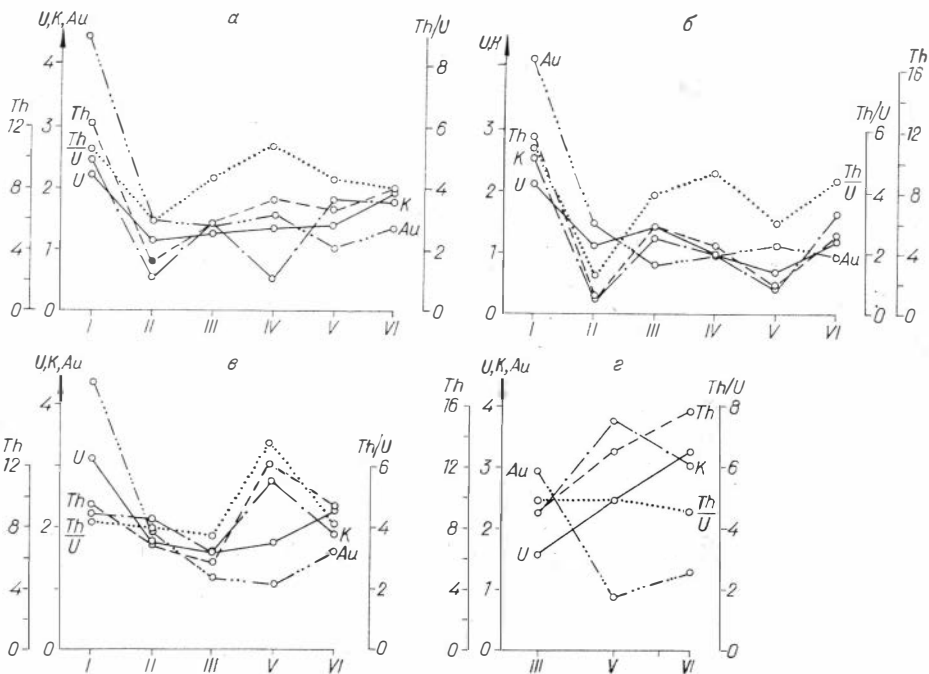


Рис. 22. Распределение средних содержаний золота и радиоактивных элементов в отложениях верхнего докембрия чингганской серии (а), в песчаниках (б), алевролитах (в), аргиллитах (г), сформированных в разных фациальных обстановках.

Отложения: I — континентальные, II — лагуно-континентальные, III — прибрежно-морские красноцветные, IV — прибрежно-морские сероцветные, V — морские мелководные, VI — морские глубоководные.

0,9%. И наоборот, для последних более характерно закисное железо, где оно составляет 1,8—5,2%, а в красноцветах его содержание не превышает 0,8—2%.

Другим подтверждением того, что серо- и зеленоцветные породы названных свит сформированы в восстановительных условиях среды седиментации и диагенеза, является повышенное количество в них таких элементов, как U, Cu, Pb, Zn, а также развитие пирита. Весьма важно в данном случае то, что в отдельных литологических разностях этих свит — зеленоцветных алевросланцах, битуминозных доломитах, глауконитовых песчаниках устанавливаются повышенные количества золота, что позволяет нам думать о возможности этого элемента концентрироваться в восстановительной среде и тем самым присоединиться к мнению Р. В. Нифонтова (1957, 1960) о хемогенном происхождении золота в зелено- и черносланцевых образованиях.

Несколько другую природу имеет золотоносность красноцветных пород. Например, базальные отложения лопатинской свиты, относящиеся к аллювиальным и дельтовым фациям, содержат преимущественно кластогенное золото, транспортируемое во взвешенном состоянии или волочением по дну. Естественно, что эта часть золота за пределы русловых, дельтовых и, возможно, прибрежно-морских фаций не мигрирует и концентрации его здесь будут полностью зависеть от наличия на дренируемых площадях источника самородного золота.

Псаммитовые осадки, формирующиеся на некотором удалении от береговой линии, обеднены этим элементом, поскольку самородное золото туда не попадает, а для осаждения тонкодисперсных и растворимых его форм фациальная обстановка мало благоприятствовала. Та часть золота, которая попадает в эпиконтинентальный бассейн в виде

Средние содержания золота и радиоактивных элементов и их отношения в породах верхнего рифеса, венда северо-восточной части Енисейского края

Порода	Au, мг/т	U, г/т	Th, г/т	K, %	Th/U	Th/K · 10 <sup>4</sup>	U/K · 10 <sup>4</sup>	Au/U · 10 <sup>3</sup>	Au/Th · 10 <sup>3</sup>	Au/K · 10 <sup>7</sup>
Конгломераты, гравелиты . . . . .	2,6/124	1,8/127	8,8/86	1,5/64	4,9	6,0	1,2	1,4	0,3	1,7
Песчанки . . . . .	2,2/207	1,4/252	5,1/208	1,3/187	3,6	4,0	1,0	1,6	0,4	1,7
Алевриты . . . . .	2,1/104	2,3/112	8,6/114	2,1/90	3,7	4,1	1,1	0,9	0,2	1,0
Аргиллиты . . . . .	1,7/56	2,7/52	12,5/42	3,0/48	4,6	4,1	0,9	0,6	0,1	0,6
Известняки, доломиты . . . . .	0,6/61	0,5/52	0,5/44	0,1/25	1,0	5,0	5,0	1,2	1,2	6,0
Известняки, доломиты песчано-глинистые . . . . .	1,5/110	1,5/106	2,4/64	0,31/44	1,3	8,0	5,0	1,0	0,6	5,0
Известняки, доломиты битуминозные . . . . .	3,7/22	1,6/26	0,7/10	0,2/10	0,4	3,5	8,0	2,3	5,3	18,5

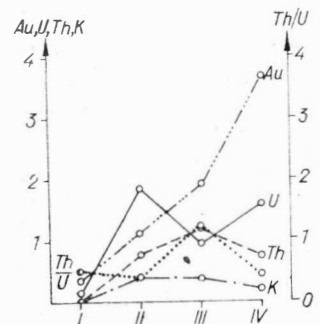


Рис. 23. Распределение средних содержаний золота и радиоактивных элементов в доломитах чингасанской серии. Доломиты: I — чистые, II — глинисто-алевритистые сероцветные, III — глинисто-алевритистые красноцветные, IV — битуминозные.

взвесей, в какой-то мере переходит в коллоидный и истинный растворы, устойчивые в окислительной среде. В области формирования алевропелитовых осадков и песчано-глинистых карбонатных пород в определенных условиях может произойти его осаждение как из растворов, так и из минеральных взвесей. В последнем случае тонкодисперсное золото может захватываться при коагуляции или (Черняев, Черняева, 1969).

Выпадению золота из растворов в условиях окислительной обстановки должно предшествовать нарушение системы, т. е. образование благоприятных условий для его осаждения. Одно из таких условий в данном случае — разрушение защитного коллоида — гидрата окиси железа. В этой связи фациальная область формирования красноцветных песчаников суворовской и немчанской свит малоблагоприятна для отложения золота. Здесь, по существу, не фиксируется ни кластогенное золото, отлагающееся ранее, ни растворенное, которое в этих условиях мигрирует в пелагические области бассейна. Основная доля его концентраций обязана невысвобожденному золоту терригенных минералов и обломков материнских пород и лишь частично сорбции элемента гидроокислами железа.

Низкие концентрации золота в чистых известняках и доломитах указывают на инертность его в хемогенном процессе в нормальных условиях.

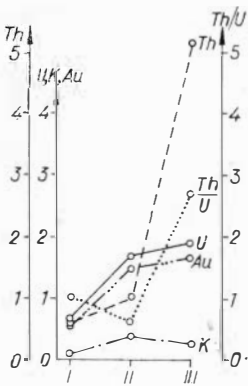


Рис. 24. Распределение средних содержаний золота и радиоактивных элементов в известняках чингасанской серии.

И известняки: I — чистые, II — глинисто-алевритистые сероцветные, III — глинисто-алевритистые красноцветные.

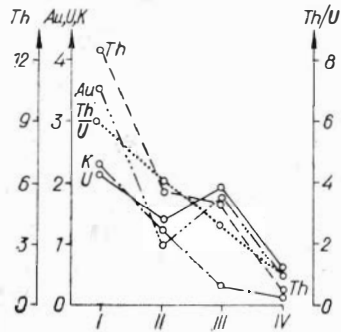


Рис. 25. Распределение средних содержаний золота и радиоактивных элементов в фациальном ряду красноцветных отложений.

I — конгломераты, II — лещаники, III — песчано-глинистые карбонатные породы, IV — чистые (без терригенной примеси) известняки и доломиты.

Таким образом, при осадкообразовании в окислительной обстановке по мере удаления от береговой линии намечаются закономерные вариации концентраций элемента. Большие содержания фиксируются в грубообломочных породах и глинисто-карбонатных осадках и меньшие — в песчаниках и чистых известняках и доломитах.

Резюмируя изложенное, можно сделать вывод, что в изученных осадочных образованиях верхнего рифея — венда процесс концентрирования золота имеет двойственную природу. С одной стороны, это осаждение элемента из механических взвесей в составе обломков горных пород и минералов и (или) в форме тонкодиспергированных самородных частиц, распределение которых подчиняется общим законам гравитационной дифференциации кластогенного материала, и, с другой — химическое осаждение, определяемое физико-химическими условиями среды седиментогенеза. При этом процессы механического концентрирования имеют явно доминирующее значение.

Этот весьма важный вывод подтверждается и распределением средних значений содержаний золота по основным типам пород изученного карбонатно-терригенного комплекса (табл. 27), полученных по результатам исследования большого количества проб. Содержания золота последовательно уменьшаются от конгломератов к песчаникам и алевритам и далее — аргиллитам, известнякам и доломитам (см. табл. 27).



## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ, ВЕНДА

История изучения естественной радиоактивности природных образований Енисейского края изложена в работах Л. Я. Зайцевой, Н. А. Фигуровского (1961), Ф. П. Кренделева (1971) и здесь не повторяется. Отметим лишь, что по исследованию радиоактивности и радиогеохимии пород региона в настоящее время известно небольшое число опубликованных работ (Бобров, Кренделев, 1970; Злобин и др., 1972; Кочкин, 1968; Кренделев, Бобров, 1970; Кренделев и др., 1971; Миронов и др., 1972; Ножкин и др., 1971; Ножкин и др., 1972; Шапошников, Кузнецов, 1968; и др.), и все они посвящены вопросам распределения радиоактивных элементов (РЭ) в магматических или осадочно-метаморфизированных породах.

Только в монографии Ф. П. Кренделева (1971) показана общая радиоактивность некоторых разрезов отложений верхнего докембрия и приведены данные по содержанию урана, тория и калия в отдельных пробах осланской серии. Что касается отложений верхнего рифея, венда севера Енисейского края, то кроме работ, выполненных с участием авторов (Гавриленко и др., 1972; Ножкин и др., 1971, 1975), публикаций нам не известно.

Распределение РЭ в отложениях чингасанской серии и немчанской свиты установлено на основе частных определений количества урана в 740, тория в 590 и калия в 480 пробах. Основное количество (около 500) проб замерено на лабораторной гамма-спектрометрической установке. Уран определялся по гамма-излучению группы Ra (B+C) (Бобров, Гофман, 1971). Часть проб на уран проанализирована люминесцентным методом. Сходимость результатов вполне удовлетворительная (рис. 26).

Торий и калий, кроме того, определялись соответственно фотоколориметрическим методом и пламенной фотометрией. По результатам анализов построены гистограммы и рассчитаны средние содержания РЭ для основных разновидностей пород и литологических комплексов. Кроме того, уран и торий выделены в четырех фракциях групповых проб обломочных пород разных свит: пелитовой ( $<0,01$  мм), характери-

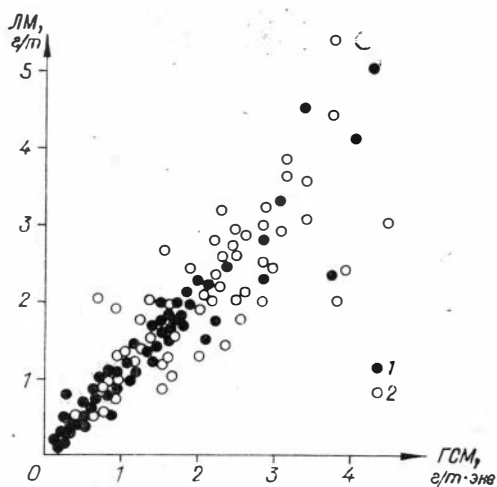


Рис. 26. Сходимость люминесцентных (ЛМ) определений урана с гамма-спектрометрическими (ГСМ).

1 — карбонатные, 2 — терригенные породы.

зующей в основном материал цемента, легкой неэлектромагнитной, состоящей из обломков кварца, полевых шпатов, и электромагнитной — из слюдястых сланцев и др., и тяжелой, концентрирующей аксессуарные минералы, сульфиды и окисные соединения железа.

Статистическая обработка аналитических данных показала, что распределение РЭ, так же как и золота, согласуется с нормальным законом или близко к нему.

Ниже на основе среднеарифметических содержаний урана, тория и калия в отдельных разновидностях пород рассматриваются особенности распределения этих элементов в карбонатно-терригенных отложениях.

## СОДЕРЖАНИЯ УРАНА, ТОРИЯ И КАЛИЯ В ПОРОДАХ

**Лопатинская свита.** Распределение РЭ в обломочных породах свиты изучалось в Уволжском и Таловском грабенах и в разрезе по р. Тея. Параметры распределений РЭ приведены в табл. 28—29. Как показали результаты анализов, площадное и вертикальное распределение элементов характеризуется сравнительной равномерностью: коэффициент вариации не превышает 51%. Наибольшие содержания урана обнаружены в конгломератах (2,74 г/т), песчаниках (2,66 г/т) и алевролитах (3,09 г/т) тейского разреза свиты. Средние концентрации элемента здесь составляют 2,82 г/т. Содержания тория в породах этого разреза близки и не превышают 12,24—13,54 г/т при разбросе (R) от 5,9 до 17,2 г/т.

Несколько пониженными концентрациями урана отличаются конгломераты (1,7 г/т) и песчаники (1,94 г/т) Уволжского грабена. Среднее содержание по толще составляет 1,80 г/т при  $R=0,45-4,54$  г/т. Содержание тория в этих породах остается примерно на том же уровне (соответственно 13,1 и 12,2 г/т).

Промежуточные значения урана фиксируются в конгломератах (2,35 г/т), в песчаниках (2,46 г/т) Таловской структуры и несколько пониженные — тория (10,65 и 8,03 г/т). Сероцветные породы толщи характеризуются наиболее низкими содержаниями урана ( $\bar{X}=0,76-1,3$ ;  $R=0,6-2,2$  г/т) и минимальными — тория ( $\bar{X}=3,72$ ;  $R=2,3-5,6$  г/т). Среднее содержание урана по толще составляет 1,83 г/т, а тория — 9,34 г/т. Концентрации калия в целом по району слабо изменяются, максимальные средние его значения отмечаются в алевролитах (2,72%), а минимальные — в конгломератах (2,20%). Красноцветы лопатинской свиты обладают математически сравнимыми содержаниями одноименных РЭ, хотя в целом по району концентрации их слабо возрастают от конгломератов к алевролитам (см. табл. 28, 29). Это в определенной мере подтверждает вывод (Григорьев и др., 1963) о том, что в осадках континентальных фаций обычно нет зависимости между содержанием элементов и гранулометрическим составом пород.

В конгломератах со сланцевой галькой и железистым цементом распределение урана и тория по фракциям сравнительно равномерное, причем 60—75% от общего их содержания в породе находится в пелитовой и неэлектромагнитной фракциях, соответствующих гальке сланцев; остальная часть приходится на слюды, окисные соединения железа и аксессуарные минералы (табл. 30). Слабо дифференцируются элементы и по фракциям полимиктовых песчаников с глинисто-железистым цементом. Валовое содержание урана и тория в обломках и цементирующей массе примерно одинаковое. На долю тяжелой фракции падает 7,4—22,4% всего урана породы и 5,5—10,8% тория. Идентичность процессов концентрирования и формы нахождения урана и тория

Параметры распределения урана в отложениях нижней терригенной толщи лопатинской свиты

Толща (пачка)	Участок	Порода	n	$\bar{X}$ , г/т	S	A	V, %	
Красноцветная	Уволжский	Конгломераты и гравелиты	26	1,70	0,63	-0,30	35,03	
		Песчаники	20	1,94	0,99	0,99	51,03	
		Среднее	46	1,80	0,81	0,95	43,31	
	Тейский	Конгломераты и гравелиты	18	2,74	0,55	-1,87	20,31	
		Песчаники	18	2,66	0,44	-0,83	16,69	
		Алевролиты	14	3,09	0,67	-0,57	21,78	
		Среднее	52	2,82	0,60	-0,81	21,42	
	Таловский	Конгломераты и гравелиты красноцветные	13	2,35	0,34	-1,01	14,49	
		Песчаники красноцветные	15	2,46	0,67	-0,38	27,58	
		Среднее	28	2,41	0,54	-0,33	22,47	
		Конгломераты и гравелиты сероцветные	13	1,33	0,58	0,29	43,70	
		Песчаники сероцветные	9	0,76	0,10	0,54	13,67	
		Среднее по сероцветным	22	1,09	0,52	1,06	48,48	
		Среднее по толще	50	1,83	0,82	-0,01	44,9	
		В целом по толще	148	2,2	0,89	-0,12	40,72	
		Конгломераты и гравелиты	70	2,06	0,77	-0,03	37,2	
		Песчаники	62	2,09	0,93	0,61	44,96	
		Алевролиты	14	3,09	0,67	-0,57	21,78	
Зеленоцветная		Уволжский	Конгломераты и гравелиты	5	3,20	—	—	—
			Песчаники	10	3,16	1,9	—	60,0
	Алевролиты		8	4,93	2,1	—	42,8	
	Среднее		23	3,91	1,9	—	48,7	

в красноцветных терригенных отложениях подтверждается примерно прямой корреляционной зависимостью их содержаний (рис. 27). Поскольку РЭ находятся в терригенном материале, то различия в их содержании вследствие этого определяются в основном особенностями петрографического состава пород областей сноса, физико-химическими условиями их выветривания, продолжительностью транспортировки обломочного материала и содержанием элементов в нем.

Заметно повышено количество урана и тория в песчаниках и алевролитах зеленоцветной пачки в Уволжском грабене (выше красноцветов), сформированной в более восстановительных условиях лагунно-континентальной фации. Средние концентрации урана составляют

Параметры распределения тория и калия в отложениях нижней терригенной толщи лопатинской свиты

Порода	Th, г/т					K, %				
	n	$\bar{X}$	S	A	V, %	n	$\bar{X}$	S	V, %	
Красноцветные	Конгломераты и гравелиты	37	11,7	6,42	0,1	52,0	30	2,2	1,20	54,0
	Песчаники	26	11,3	4,64	-0,4	40,9	24	2,5	0,90	35,0
	Алевролиты	10	12,8	2,92	-1,6	22,6	9	2,7	1,10	39,0
	В целом по красноцветам	73	11,7	5,35	0,2	44,5	63	2,4	1,00	43,0
Зеленоцветные	Конгломераты и гравелиты	5	7,5	—	—	—	5	1,3	—	—
	Песчаники	10	13,0	4,7	—	36,1	10	2,0	0,48	24,4
	Алевролиты	8	17,6	2,9	—	16,5	8	3,0	1,11	38,9
	В целом по зеленоцветам	23	13,4	—	—	—	23	2,2	—	—

3,2—4,9%, а тория — 13,0—17,6%. Основная доля РЭ связана с глинисто-слюдистым заполняющим и цементирующим материалом обломочных пород.

Отложения карбонатной толщи опробовались в среднем течении рек Уволга, Тея и в районе пос. Нойба. Вследствие пестроты своего состава они характеризуются довольно контрастными содержаниями РЭ и особенно тория и калия (см. рис. 13). Наиболее низки

Таблица 30

Распределение урана и тория во фракциях обломочных пород лопатинской свиты

Название породы, общее содержание U и Th, г/т	Фракция	Содержание фракции в породе, вес. %	Содержание элемента, г/т				Процент элемента породы, приходящийся на данную фракцию	
			во фракции		в породе за счет данной фракции		на данную фракцию	
			U	Th	U	Th	U	Th
Конгломерат вишневого сланцевой галькой U — 2,5 Th — 17,5	Пелитовая	30,5	2,0	20,6	0,61	6,1	24,4	34,8
	Легкая	42,8	2,1	18,3	0,90	7,8	36,0	44,6
	неэлектромагнитная							
	электромагнитная							
Тяжелая	13,7	2,2	16,6	0,30	2,3	12,0	13,1	
Сумма		13,0	4,3	14,2	0,56	1,9	22,4	10,8
Сумма		100,0	—	—	2,37	18,1	94,8	103,3
Песчаник вишневый U — 1,9 Th — 18,2	Пелитовая	24,8	2,2	20,0	0,55	5,0	29,0	27,4
	Легкая	52,6	1,5	15,6	0,80	8,2	42,1	45,5
	неэлектромагнитная							
	электромагнитная							
Тяжелая	20,0	2,0	18,3	0,40	3,7	21,0	20,2	
Сумма		2,6	5,5	37,1	0,14	1,0	7,4	5,5
Сумма		100,0	—	—	1,89	17,9	99,5	98,6
Конгломерат зеленоватоселитовый пиритизированный U — 1,9 Th — 25,0	Пелитовая	18,4	3,40	35,8	0,63	6,59	33,1	23,0
	Легкая	57,12	1,15	22,6	0,89	12,99	47,0	54,5
	неэлектромагнитная							
	электромагнитная							
Тяжелая	10,9	1,70	42,1	0,18	4,55	9,5	19,1	
Сумма		13,2	1,50	5,6	0,19	0,74	10,0	3,0
Сумма		100,0	—	—	1,86	24,91	99,6	99,6

концентрации урана (0,14 г/т), тория (0,07 г/т) и калия (<0,01%) в хомогенных и биохомогенных светло-серых доломитах. В 40—60% проанализированных проб содержания находятся в пределах чувствительности анализа (прил. 2).

Карбонатные породы, содержащие посторонние примеси (обломочный материал, глинистое и органическое вещество), существенно отличаются от чистых доломитов (табл. 31). Так, глинисто-алевритистые разновидности этих пород обладают заметно повышенными концентрациями РЭ: доломиты содержат 1,85 г/т урана, 0,74 г/т тория и 0,53% калия; известняки — 1,69 г/т урана, 1,03 г/т тория и 0,20% калия.

Примерно такие же содержания урана (1,62 г/т), тория (0,72 г/т) и калия (0,2%) отмечены и в битуминозных доломитах. Любопытно, что ожидаемые высокие значения концентраций урана в битуминозных доломитах аналитически не подтвердились, но эти породы в отличие от других разновидностей обладают высокими дисперсией содержаний ( $S^2=2,28$ ) и коэффициентом вариации (93,33%). Крайняя неравномерность распределения в совокупности с практически полным отсутствием в породах терригенной примеси свидетельствует о возможной роли сорбционных процессов в осаждении как урана, так и растворимых форм тория (Бурксер и др., 1959; Ковалев, 1962; Щербина, 1957), а также процессов восстановления, о чем говорит значительное количество дисульфидов железа.

В известковых мергелях этой толщи содержание урана снижается (0,82 г/т), а тория (10,21 г/т) и калия (3,18%) резко возрастает. Наибольшие концентрации РЭ зафиксированы в известковистых алевролитах. Содержание урана в них составляет 2,75 г/т, тория — 10,22 г/т и калия — 2,24%. Высокие концентрации тория в мергелях и алевролитах, несомненно, имеют кластогенную природу. Из изложенного видно, что собственно карбонатные породы (чистые от примесей) характеризуются весьма низкими значениями средних содержаний РЭ. Относительно высокие концентрации их в глинисто-алевритистых разновидностях обусловлены накоплением элементов совместно с терригенным материалом и частично сорбцией урана глинистыми минералами.

**Карьерная свита.** Полимиктовые конгломераты базальных горизонтов нижней толщи по содержанию РЭ мало отличаются от аналогичных пород лопатинской свиты. Среднее количество элементов в них несколько ниже и составляет: уран — 1,9 г/т, торий — 11,75 г/т и калий — 0,39% (см. рис. 14, табл. 32). Олигомиктовые разновидности конгломератов и кварцитовидные песчаники характеризуются сравнительно низкими и сопоставимыми (см. табл. 32) между собой концентрациями урана, тория и калия. Количество урана изменяется от 1,1 г/т в конгломератах до 0,96 г/т в песчаниках, тория соответственно от 5,48 до 4,5 и калия от 0,21 до 0,24%.

Следует подчеркнуть, что, несмотря на близость средних содержаний РЭ в тех и других породах, песчаники выделяются неравномерностью распределения урана и тория. Например, содержание тория без

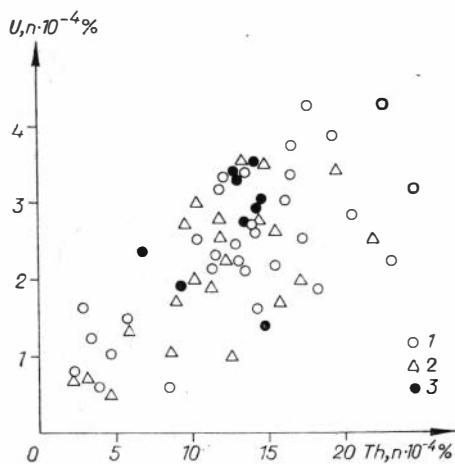


Рис. 27. Соотношение содержаний урана и тория в породах терригенной толщи лопатинской свиты.

1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты.

Параметры распределения урана, тория и калия в терригенно-карбонатных отложениях лопатинской свиты

Пачка	U, г/г					Th, г/г					K, %	
	n	$\bar{X}$	S	A	V, %	n	$\bar{X}$	S	A	V, %	n	$\bar{X}$
Доломиты светло-серые хемогенные и блохемогенные Доломиты битуминозные	20	0,14	0,05	1,0	112,7	14	0,07	0,35	0,12	50,9	14	0,01
	25	1,62	1,51	1,21	93,3	10	0,72	2,44	0,02	119,4	10	0,15
Известняки глинисто-алеурити- стые	13	1,69	0,91	-0,09	44,8	9	1,03	0,58	0,51	50,3	6	0,20
	11	1,85	0,80	0,00	54,5	12	0,74	0,62	0,97	85,0	5	0,53
Доломиты глинисто-алеурити- стые	8	0,82	0,53	1,19	65,8	4	10,21	—	—	—	4	3,18
Мергели	7	2,75	0,51	-0,71	18,7	4	10,22	—	—	—	5	2,24
Алеуролиты	84	1,37	1,19	1,23	87,2	53	0,9	0,64	0,64	71,8	44	0,70

учета аномальных значений варьирует в пределах 2,1—9,2 г/т ( $V=27,3\%$ ) в конгломератах и 1,2—11,8 г/т ( $V=73,8\%$ ) в песчаниках. Среди аномальных можно назвать содержания 62,4 г/т, 37,4 г/т в пробах песчаников, которые отличаются к тому же и несколько повышенной концентрацией золота, соответственно, 0,16 и 0,3 г/т.

Отсюда, по-видимому, следует, что концентрации тория, как и золота, в этих пробах обязаны своим происхождением процессам механической дифференциации. Судя по распределению урана и тория во фракциях групповой пробы кварцитовидного песчаника (табл. 33), максимальные концентрации этих элементов устанавливаются в минералах тяжелого шлиха, однако доля их в общем балансе незначительна (8,8 и 3,3%). Около 70% всего урана породы сосредоточено в глинистой массе цемента (пелитовая и легкая электромагнитная фракции). Это косвенно подтверждается и намечающейся прямой зависимостью между ураном и калием (рис. 28, а). Что касается тория, то 70% его сконцентрировано в обломках преимущественно кварцевого состава. На независимый характер накопления этих элементов в кварцевых песчаниках, формирование которых, как было показано выше, связано с развитием кор выветривания в области сноса, указывает и график соотношений содержаний урана и тория (рис. 28, б).

Отложения аргиллитопесчаниковой толщи характеризуются довольно контрастным распределением РЭ. В доломитах установлены незначительные концентрации всех РЭ. Самые низкие содержания урана отмечены в кварцевых глауконитсодержащих песчаниках ( $\bar{X}=0,65$  г/т;  $S=0,33$ ;  $V=50\%$ ). Концентрации тория в них также невелики и составляют 1,7 г/т при  $S=1,00$  и  $V=64,0\%$ , а калия — 0,36% при  $S=0,24$ ,  $V=66,6\%$ .

Таблица 32

Параметры распределения урана, тория и калия в отложениях карьерной свиты

Толща	Порода	U, г/т					Th, г/т					K, %			
		n	$\bar{X}$	S	A	V, %	n	$\bar{X}$	S	A	V, %	n	$\bar{X}$	S	V, %
Нижняя	Конгломераты полимиктовые	14	1,90	0,70	0,05	37,10	12	11,75	4,24	0,63	36,11	6	0,39	0,3	66,6
	Конгломераты олигомиктовые	12	1,10	0,57	0,61	52,53	12	5,48	1,52	0,29	27,33	5	0,21	0,17	81,0
	Песчаники кварцитовидные	17	0,96	0,76	1,58	80,14	16	4,50	3,57	1,57	73,80	7	0,24	0,22	91,6
	Среднее по толще . . . . .	43	1,30	—	—	—	40	7,46	—	—	—	18	0,28	—	—
Верхняя	Песчаники кварцевые с глауконитом	28	0,65	0,33	1,6	50,0	27	1,7	1,00	0,48	64,0	22	0,36	0,24	66,6
	Алевролиты	14	1,95	0,73	1,7	37,4	12	11,7	1,80	1,60	15,2	9	2,36	0,90	34,3
	Аргиллиты	12	3,04	1,24	1,9	40,8	13	13,5	2,1	—0,15	15,5	10	2,97	1,13	38,0
	Доломиты	11	0,76	0,29	0,21	39,44	11	0,6	1,15	—1,3	26,5	4	0,38	—	—
	Среднее по толще . . . . .	65	1,34	—	—	—	63	5,84	—	—	—	45	1,34	—	—
	Среднее по свите . . . . .	108	1,42	—	—	—	103	6,26	—	—	—	63	1,03	—	—
	Конгломераты	26	1,57	0,76	0,19	48,7	24	8,53	4,47	0,60	52,4	11	0,30	0,24	80,0
Песчаники	45	0,76	0,55	2,30	72,3	43	2,74	2,85	1,75	104,0	29	0,33	0,40	121,0	
Алевролиты	14	1,95	0,73	1,70	37,4	12	11,7	1,80	1,60	15,2	9	2,36	0,90	34,3	
Аргиллиты	12	3,04	1,24	1,90	40,0	13	13,5	2,10	—0,15	15,5	10	2,97	1,13	38,0	
Доломиты	11	0,76	0,29	0,21	39,44	11	0,6	1,15	—1,3	26,5	4	0,38	—	—	

Распределение урана и тория во фракциях обломочных пород карьерной свиты

Название породы, общее содержание U и Th, г/т	Фракции	Содержание фракции в породе, вес. %	Содержание элемента, г/т				Процент элемента породы, приходящийся на данную фракцию	
			во фракции		в породе за счет данной фракции		U	Th
			U	Th	U	Th		
Кварцитовидный песчаник U — 0,92 Th — 3,0	Пелитовая	15,12	3,75	4,3	0,6	0,7	64,5	23,3
	Легкая							
	неэлектромагнитная	86,60	0,25	2,4	0,2	2,1	21,7	70,0
	электромагнитная	2,20	1,25	5,0	0,03	0,1	3,2	3,3
	Тяжелая	0,08	95,0	115,2	0,08	0,1	8,8	3,3
	С у м м а . . . . .	100,0	—	—	0,91	2,9	98,6	99,9
Глауконитовый кварцевый песчаник U — 0,6 Th — 2,8	Пелитовая	23,98	0,7	3,2	0,16	0,80	25,6	28,5
	Легкая							
	неэлектромагнитная	61,60	0,5	2,4	0,31	1,47	51,6	53,5
	электромагнитная	14,20	0,9	3,5	0,13	0,46	21,6	16,4
	Тяжелая	0,22	6,0	15,6	0,01	0,03	1,6	1,1
	С у м м а . . . . .	100,0	—	—	0,61	2,76	100,4	99,5
Алевропесчаник серый U — 1,6 Th — 7,9	Пелитовая	25,2	2,0	10,6	0,50	2,67	31,5	33,5
	Легкая							
	неэлектромагнитная	65,5	1,1	6,3	0,72	4,13	45,0	52,5
	электромагнитная	9,3	3,45	10,3	0,32	0,96	20,0	12,1
	Тяжелая	0,1	42,5	64,4	0,04	0,09	2,5	1,1
	С у м м а . . . . .	100,0	—	—	1,58	7,85	99,0	99,5
Алевролит глинистый (але- вросланец) темно-серый U — 3,4 Th — 13,5	Пелитовая	21,4	5,00	22,6	1,07	4,83	31,8	35,7
	Легкая							
	неэлектромагнитная	72,0	2,30	9,0	1,66	6,49	48,9	48,0
	электромагнитная	6,5	8,25	28,8	0,54	1,87	15,3	14,3
	Тяжелая	0,06	255,0	350,0	0,15	0,21	4,4	1,5
	С у м м а . . . . .	100,0	—	—	3,42	13,4	100,0	99,5



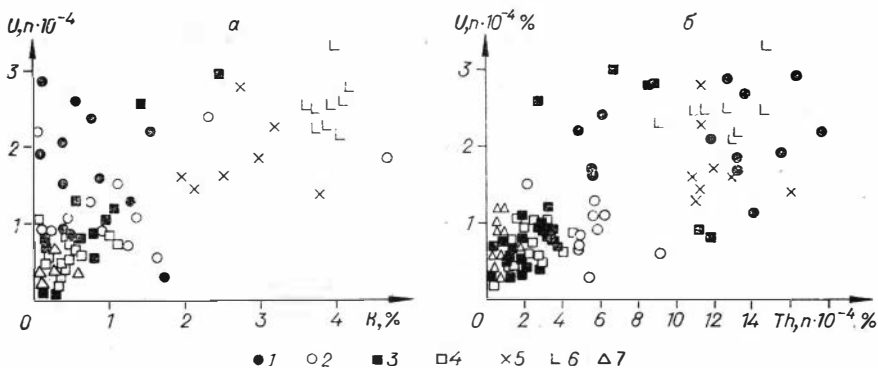


Рис. 28. Соотношение содержаний урана и калия (а), урана и тория (б) в породах карьерной свиты.

1 — конгломераты полиминеральные, 2 — конгломераты олигоминеральные, 3 — песчаники кварцевидные, 4 — песчаники глауконитовые, 5 — алевролиты, 6 — аргиллиты, 7 — доломиты.

Довольно резко по содержанию РЭ от доломитов и песчаников отличаются алевролиты и особенно аргиллиты этой толщи. Концентрации урана в этих типах пород составляют соответственно 1,95 и 3,04 г/т, тория — 11,7 и 13,5 г/т и калия — 2,36 и 2,97%. В глинисто-слюдистой массе глинистых алевролитов (пелитовая и электромагнитная фракции) содержание урана и тория почти на порядок выше в сравнении с таковой кварцевого глауконитсодержащего песчаника и в 2—2,5 раза больше, чем в цементе алевропесчаника.

Свыше 50% валового содержания урана и тория в породе концентрируется в терригенном материале цемента и аксессуарных минералах. При этом уран отчетливо связан с глинисто-слюдистой массой, поскольку устанавливается прямая зависимость частных его содержаний в этих породах от содержания в них калия (см. рис. 28, а). Можно думать, что значительная доля урана здесь сорбционно связана со слоистыми алюмосиликатами — гидрослюдой и хлоритом, способных концентрировать значительные количества урана (Гавшин, 1970; Гавшин и др., 1973), а также с коллоидной гидроокисью кремния, о чем косвенно свидетельствует развитие в некоторых горизонтах тонкообломочных разностей криптокристаллического кварца, а также присутствие таких восстановителей, как  $Fe^{2+}$  (хлорит) и  $H_2S$  (наличие примеси сульфидов.)

Известно, что уран в морской воде находится в виде легкорастворимых уранил-карбонатных комплексных соединений типа  $[UO_2(CO_3)_3(H_2O)_2]^{4-}$ , устойчивых в восстановительной среде даже в присутствии  $H_2S$  и  $Fe_2O_3$  (Грабовников, Самсонова, 1968; Наумов и др., 1963; Рожкова и др., 1959; Старик и др., 1957, 1958, 1959; Щербина, 1957). Следовательно, без благоприятных условий (падения парциального давления  $CO_2$  или уменьшения его концентраций) процессы фиксации урана не могут широко развиваться (Гудошников и др., 1971). Однако можно предположить, что в прибрежных водах бассейна при разбавлении их речной водой концентрация ионов  $CO_3^{2-}$  или  $HCO_3^-$  была невелика и поэтому некоторая часть урана находилась или в форме отрицательно заряженного коллоидного гидроксилуранильного комплекса  $[UO_2(OH)_2]_n^-$ , сорбируемого гидроокисью железа, или в форме катиона  $UO_2^{2+}$ , сорбируемого тонкодиспергированным глинистым веществом или коллоидной кремнекислотой.

Большой разброс фигуративных точек на графике соотношения содержаний урана, тория (см. рис. 28, б) свидетельствует о независи-

Параметры распределения урана, тория и калия в отложениях флишовой толщи суктальминской свиты

Порода	U, г/т				Th, г/т				K, %					
	n	$\bar{X}$	S	A	V, %	n	$\bar{X}$	S	A	V, %	n	$\bar{X}$	S	V, %
Песчанки полимиктовые известковые	55	1,22	0,42	0,23	34,4	55	5,10	1,29	0,15	25,44	55	1,53	0,48	32,0
Алевриты известковые	27	2,28	1,05	1,31	46,10	27	9,31	2,59	1,13	28,03	27	2,00	0,52	26,0
Аргиллиты	17	3,20	0,98	0,43	30,35	17	14,93	3,20	-0,25	21,46	17	3,16	0,38	12,0
Известково-доломитовые породы	10	0,77	0,27	0,93	35,64	6	1,90	1,04	0,77	54,89	7	0,44	—	—
В целом по толще	109	1,91	1,1	0,88	57,9	105	7,90	4,51	0,86	57,11	106	1,84	—	—

мости форм их фиксации. По-видимому, определяющими для тория являются в данном случае процессы механической дифференциации минеральных взвесей, которые, как сейчас показано во многих работах советских (Кузнецов и др., 1964; Кузнецов, 1969) и зарубежных (Walton, 1959; Koszy, 1963) ученых, являются главными носителями тория. Известно, что основная часть тяжелых минералов, содержащих торий, накапливается в прибрежной зоне морских бассейнов, в непосредственной близости от береговой линии, неравномерно распределяясь по законам гравитации в толще песчаных осадков, а диспергированные минеральные частицы мигрируют в спокойноводные области, где и накапливаются, обогащая алевропелитовые образования. Отсюда понятна исключительная неравномерность распределения тория в песчаных породах ( $V=64,0-104,0\%$ ) в противоположность аргиллитам и алевролитам ( $V=15,2-15,5\%$ ) (см. табл. 32).

Средние содержания радиоактивных элементов в отложениях толщи составляют: уран — 1,34 г/т; торий — 6,26 г/т; калий — 1,03%, в целом по свите соответственно 1,42; 6,26 г/т и 1,03%.

**Суктальминская свита.** Как уже отмечалось, флишовая толща носит полиритмический характер стратификации. В связи с этим для выяснения возможной зависимости распределения РЭ от цикличности осадконакопления были опробованы 15 ритмических пачек, соответственно по пять в нижней, средней и верхней частях толщи. Результаты анализов показали, что распределение РЭ определяется общим ритмическим строением свиты. Содержание их в каждом элементарном ритме, а также в целом по толще отчетливо возрастает (табл. 34—35, см. рис. 15, 17) от песчаников к алевролитам и далее к аргиллитам и резко падает в карбонатных породах. Распределение РЭ в породах сравнительно равномерное ( $V=22-55\%$ ).

Характерно, что известково-доломитовые породы суктальминской свиты обладают довольно высокими содержаниями тория по сравнению с подобными породами карьерной и лопатинской свит, несмотря на незначитель-

## Распределение урана, тория и калия в отложениях тиллитоподобных пород суктальминской свиты

Порода	U		Th		K	
	n	$\bar{X}$	n	$\bar{X}$	n	$\bar{X}$
Песчаники известковистые . . . . .	9	1,46	9	5,90	7	1,6
Аргиллиты . . . . .	11	2,36	11	13,60	11	3,44
Туфогенная алеврито-глинистая масса (цемент) . . . . .	4	0,50	4	4,04	4	1,8
Алеврито-глинистая масса (цемент) . . . . .	4	3,05	4	12,90	4	2,9
Туфы трахибазальтового состава . . . . .	5	0,80	5	5,10	5	3,3

ную примесь терригенного материала. Вполне вероятно, что высокая глинистость этих пород обусловила развитие сорбционных процессов. В. В. Щербина (1957) подчеркивает, что торий в морской воде может присутствовать в микроконцентрациях в виде коллоидной гидроокиси или в форме малоустойчивого положительно заряженного карбонатного комплекса  $[\text{Th}(\text{CO}_3)_5]^{6+}$ , легко сорбируемых в отличие от подобных соединений урана глинистыми минералами. Определенная часть тория в аргиллитах и алевролитах также имеет сорбционную природу, хотя механизм сорбции для урана и тория и степень насыщения этими элементами могли быть различными (Бурксер и др., 1959; Ковалев, 1962; Митропольский, Мельгунов, 1974). Весьма любопытна и приближающаяся к прямой корреляционная связь содержания урана, тория и  $C_{\text{орг}}$  в породах суктальминской свиты (рис. 29), а также аналогичная связь между содержаниями урана, тория и калия (рис. 30). Такие соотношения РЭ могут свидетельствовать о преимущественном концентрировании их физико-химическим путем и лишь частично дополняющими процессами дифференциации механических взвесей. Известно (Страхов, 1962; Страхов и др., 1959, 1971), что элементы, мигрирующие в виде взвесей, дают максимумы в прибрежных зонах водоемов. В данном случае мы имеем дело с флишондными накоплениями, типично морскими глубоководными осадками, причем содержание тория отчетливо возрастает от песчаников к аргиллитам. В связи с этим торий вряд ли можно относить к типичным кластофильным элементам, как это считалось ранее.

Распределение урана и тория по фракциям (табл. 36) показывает, что 70—88% валового содержания в породе концентрируется в электромагнитной и пелитовой фракциях, отвечающих по составу цементирующей известково-глинистой и тонкообломочной массе песчаников. По

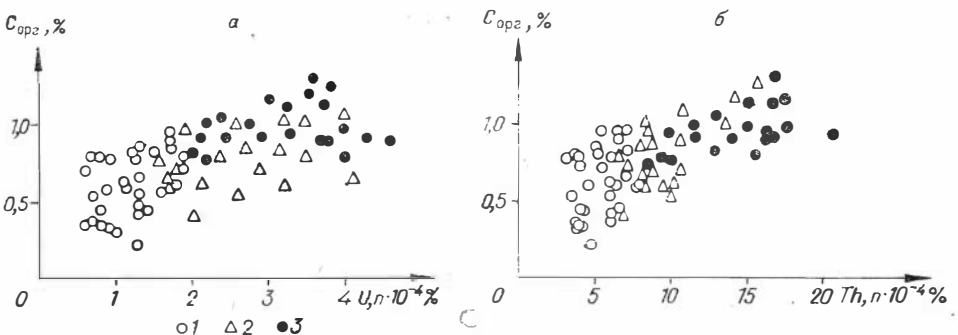


Рис. 29. Соотношение урана и  $C_{\text{орг}}$  (а), тория и  $C_{\text{орг}}$  (б) в породах суктальминской свиты.

1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — аргиллиты.

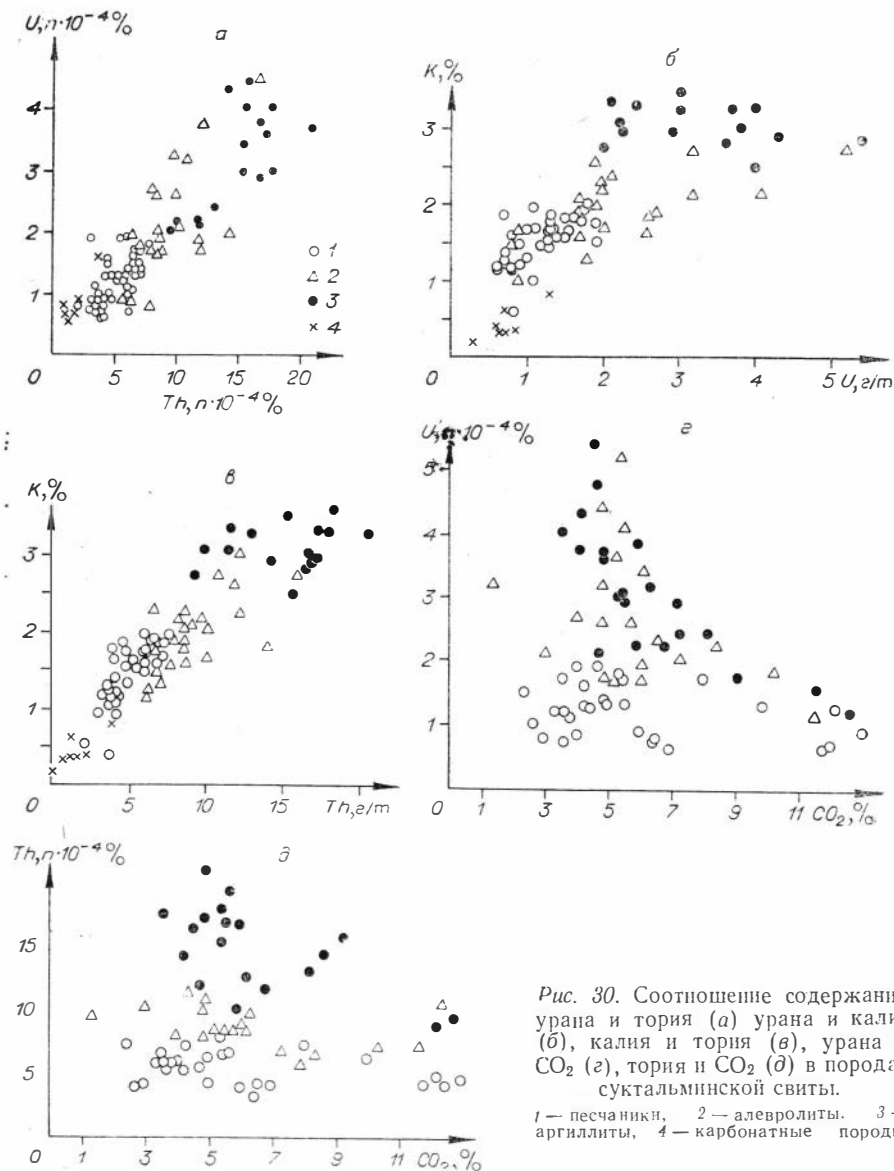


Рис. 30. Соотношение содержаний урана и тория (а) урана и калия (б), калия и тория (в), урана и  $CO_2$  (г), тория и  $CO_2$  (д) в породах суктальминской свиты. 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — аргиллиты, 4 — карбонатные породы.

данным Д. Ф. Королева и А. К. Мигуты (1961), изучавших распределение урана по фракциям аркозовых песчаников, основная масса элемента также связана с глинистой частью пород и только 15—25% общего урана содержится в песчано-алевритовой фракции, причем он сорбирован глинистыми продуктами изменения полевых шпатов и эффузивов.

Выше отмечалось, что в обломочной части терригенных пород суктальминской свиты содержится около 20—30% полевых шпатов и приблизительно 3—5% кислых эффузивов, с которыми, возможно, и связаны остальные 20—30% урана. К аналогичному выводу о преимущественной концентрации рассеянного урана в глинистой составляющей песчаников пришли С. Д. Лепкий и Е. С. Сушук (1971).

В высококарбонатных аргиллитах и алевролитах зависимость концентраций урана и тория от содержания  $CO_2$  приближается к обратной (см. рис. 30, в, г).

## Распределение урана и тория во фракциях обломочных пород суктальминской свиты

Название породы, общее содержание U и Th, г/т	Фракции	Содержание фракции в породе, вес. %	Содержание элемента, г/т				Процент элемента породы, приходящийся на данную фракцию	
			во фракции		в породе за счет данной фракции			
			U	Th	U	Th	U	Th
Песчаник известковистый U — 1,20 Th — 6,0	Пелитовая	40,10	1,0	6,8	0,4	2,7	33,3	45,0
	Легкая							
	неэлектромагнитная	38,90	0,7	4,0	0,3	1,6	25,0	26,6
	электромагнитная	20,90	2,2	8,3	0,5	1,7	41,6	28,3
	Тяжелая	0,08	20,8	60,0	0,02	0,05	1,6	0,8
	Сумма . . . . .	100,08	—	—	1,22	6,05	101,5	101,7
Песчаник полимиктовый U — 1,70 Th — 8,8	Пелитовая	37,8	1,3	10,0	0,5	3,8	29,4	43,2
	Легкая							
	неэлектромагнитная	29,1	0,7	5,5	0,2	1,6	12,1	18,2
	электромагнитная	33,0	3,0	9,6	1,0	3,2	58,8	36,4
	Тяжелая	0,1	11,3	106,4	0,01	0,1	0,6	1,2
	Сумма . . . . .	100,0	—	—	1,71	8,7	100,9	99,0

Выяснение вариаций содержания РЭ в зависимости от положения пород в разрезе толщи показало, что частные концентрации элементов варьируют, но в целом вполне отчетливо уменьшаются их средние содержания снизу вверх (см. рис. 17, табл. 37), что обусловлено, главным образом, ростом общей карбонатности пород в этом же направлении.

В грубообломочных валунно-галечных образованиях суктальминской свиты содержания РЭ определены в цементирующей

Таблица 37

## Геохимическая характеристика флишoidных отложений суктальминской свиты

Порода	Ритмопачки	Au, мг/т	U, г/т	Th, г/т	K, %	Th/U	C <sub>орг</sub>	CO <sub>2</sub>
Песчаники	1	1,2	1,7	6,4	1,7	3,8	0,7	4,8
	2	1,2	1,2	5,7	1,4	4,8	0,6	8,0
	3	1,1	0,7	4,1	1,4	5,5	0,5	6,5
Среднее . . . . .		1,2	1,2	5,4	1,5	4,5	0,6	6,4
Алевриты	1	1,6	3,1	10,4	2,1	3,3	0,7	4,7
	2	1,3	2,5	9,0	2,0	3,6	0,9	5,6
	3	1,9	1,8	7,7	1,9	4,2	0,7	7,6
Среднее . . . . .		1,6	2,4	9,3	2,0	3,8	0,8	5,9
Аргиллиты	1	1,3	3,5	17,5	3,0	5,0	0,9	4,7
	2	1,6	3,6	15,3	3,2	4,2	0,8	4,8
	3	1,4	2,6	12,0	3,1	4,6	0,7	7,3
Среднее . . . . .		1,4	3,2	14,9	3,1	4,6	0,8	5,6

Примечание. Первые сверху три значения каждого столбца соответствуют средним содержаниям элементов и CO<sub>2</sub> в пяти ритмопачках соответственно нижней (1), средней (2) и верхней (3) частей разреза.

массе «тиллитов» без примеси (р. Чапа) и с примесью (р. Вороговка) вулканогенного материала, а также в песчаниках, аргиллитах и туфах, развитых в виде отдельных горизонтов в этой толще. Алевритоглинистая масса цемента валунно-галечных конгломератов р. Чапа по содержанию урана, тория и калия практически не отличается от алевролитов и аргиллитов флишоидного разреза. Это свидетельствует о том, что геохимическая обстановка осадконакопления тех и других образований была одинаковой и наряду с общегеологическими фактами подтверждает парагенетическое единство «аргиллитов» цементирующей массы «тиллитов» и флишоидных пород. Радиогеохимические данные, кроме того, косвенно указывают на то, что валуны и гальки тиллитоподобных отложений являются своего рода «инородными» телами, как бы вторгшимися в геохимическую фацию флишенаконпления. Действительно, как выше было показано, обычные грубообломочные отложения — конгломераты и гравелиты по содержанию РЭ существенно отличаются от алеврито-глинистых пород. Это относится как в целом к грубообломочным породам, так и к цементирующему их материалу. Об этом же говорят и цифры средних концентраций РЭ в горизонтах песчаников и аргиллитов из толщи «тиллитов» бассейна р. Вороговка (см. табл. 35). Содержания урана (1,5 г/т), тория (5,9 г/т) и калия (1,6%) в известковистых песчаниках этой толщи (руч. Листвяжный) близки таковым песчаникам флишоидного разреза р. Тея (уран — 1,22 г/т, торий — 5,1 г/т, калий — 1,5%). К аналогичному выводу приходим и при сравнении аргиллитов этих толщ.

От аргиллитов и цементирующей массы валунно-галечных пород р. Чапа резко пониженными концентрациями урана, тория и калия отличается туфогенный цемент «тиллитов» бассейна р. Вороговка (см. табл. 35). Это обусловлено существенной примесью вулканогенного материала базальтоидного состава, характеризующегося слабой радиоактивностью. Например, в туфах трахибазальтов уран присутствует в количестве 0,3—0,8 г/т, торий — 2—6,5 г/т.

Следовательно, в радиогеохимическом отношении отложения толщи валунно-галечных пород имеют много общих черт с флишоидными образованиями. Это относится как к цементирующей массе «тиллитов», так и к более или менее выдержанным горизонтам песчаников и аргиллитов среди них. Наиболее существенные отличия в концентрации РЭ обусловлены проявлением базальтоидного вулканизма при формировании грубообломочных пород.

**Суворовская свита.** В красноцветных отложениях суворовской свиты сохраняется тенденция увеличения средних содержаний РЭ от грубообломочных пород к алевролитам и аргиллитам. Наименьшими концентрациями элементов и весьма неравномерным распределением их обладают конгломераты этой свиты. Среднее содержание урана составляет в них 0,55 г/т ( $V=87,5\%$ ), тория — 1,8 г/т ( $V=60,16\%$ ) и, наконец, калия — 0,69% ( $R=0,38-1,0\%$ ) (табл. 38). Мелкообломочные породы (песчаники, алевролиты), наиболее распространенные в составе свиты сформировавшиеся в сходной фациальной обстановке и имеющие практически аналогичный состав обломочного и цементирующего материала, характеризуются математически сравнимыми значениями средних содержаний. Так, концентрации урана в них колеблются от 1,40 в песчаниках до 1,68 г/т в алевролитах ( $V=39,4-44,80\%$ ), содержания тория изменяются от 5,68 до 5,80 г/т ( $V=55,47-48,9\%$ ), а калия от 1,25 до 1,57% ( $V=40,8-7,5\%$ ).

Несколько особняком по содержанию тория и калия стоят высокожелезистые аргиллиты этой свиты: среднее содержание тория в них составляет 8,31 г/т ( $V=32,3\%$ ), а калия — 2,34%. Концентрации урана (1,65 г/т) практически не отличаются от средних значений в алевролитах и песчаниках. Следовательно, наименьшие концентрации РЭ в гру-

бообломочных образованиях, а наибольшие — в алевролитовых глинисто-железистых аргиллитах. Песчано-алевролитовые породы занимают промежуточное положение. Низкое содержание урана в конгломератах, по-видимому, связано, с одной стороны, с хорошей проницаемостью и вследствие этого легкой окисляемостью псефито-псаммитовых осадков в момент их накопления, а с другой — отсутствием достаточного количества сорбентов (гидроокислов железа, глинистого материала,  $S_{орг}$ ).

Песчаники, алевролиты и аргиллиты этой свиты, местами весьма обогащенные тяжелыми минералами (циркон, рутил, анатаз, апатит), а также гидроокислами железа и гидрослюдами, оказались благоприятными объектами для относительно высокой концентрации в них как терригенных, так и аутигенных форм РЭ (Старик и др., 1959, 1958; Holland, Kulp, 1954).

Содержание урана и тория в тяжелой фракции (акцессорные минералы, железистые карбонаты, гидрогетит, гематит) на полтора — два порядка, а в пелитовой и электромагнитной фракциях (железисто-слюдисто-глинистая масса, ожелезненные обломки) в 2—4 раза выше по сравнению с неэлектромагнитной фракцией (обломочный кварц, кварциты, полевые шпаты). На долю последней в алевролитах и песчаниках приходится только 20—25% урана и 35—40% тория (табл. 39).

Наряду с алюмосиликатами определенная часть урана в цементирующей массе, очевидно, связана с гидроокислами железа, способными, как экспериментально доказано (Старик и др., 1958), адсорбировать до 50% находящихся в растворе дикарбонат-уранильных комплексов. Что касается тория, то он мог осадиться в форме механических минеральных взвесей и в виде гелей — при разрушении двойных углекислых солей (Бурксер и др., 1959; Кроль, Гуркина, 1961; Щербина, 1957) в результате изменения концентрации водородных ионов в месте смешения речных и морских вод. Осаждению тория в этих условиях способствуют также и сорбированные гидроокисью железа многовалентные анионы (Щербина, 1957; Мего, 1962).

**Подъемская свита.** Карбонатно-терригенные отложения подъемской свиты характеризуются сравнительно неравномерным распределением РЭ, зависящим

Распределение урана, тория, калия в оглознениях суроворовской свиты

Порода	U						Th			K				
	n	$\bar{X}$	S	A	V, %	n	$\bar{X}$	S	A	V, %	n	$\bar{X}$	S	V, %
	Конгломераты и гравелиты	12	0,55	0,48	1,10	87,5	8	1,80	1,08	0,42	60,16	6	0,69	—
Песчаники	21	1,40	0,56	0,29	39,4	20	5,68	3,15	0,80	55,47	20	1,25	0,51	40,8
Алевролиты	13	1,53	0,72	0,07	47,10	13	5,80	2,80	0,28	48,9	8	1,57	0,12	7,5
Аргиллиты	8	1,71	0,53	-0,22	31,00	8	8,31	2,68	0,12	32,3	6	2,34	—	—
Среднее по свите	54	0,93	—	—	—	49	5,50	—	—	—	40	1,39	—	—

Распределение урана и тория во фракциях обломочных пород суворовской свиты

Название породы, общее содержание U и Th, г/г	Фракция	Содержание фракции в породе, вес. %	Содержание элемента, г/г				Процент элемента породы, приходящийся на данную фракцию	
			во фракции		в породе за счет данной фракции			
			U	Th	U	Th	U	Th
Песчаник выш U — 1,6 Th — 8,4	Пелитовая	24,0	2,2	11,2	0,5	2,7	31,3	32,1
	Легкая							
	неэлектромагнитная	60,8	0,6	5,0	0,4	3,0	25,0	35,7
	электромагнитная	15,0	3,9	15,2	0,6	2,3	37,5	27,4
	Тяжелая	0,5	14,3	69,0	0,07	0,34	4,4	4,1
	Сумма . . . .	100,3	—	—	1,57	8,34	98,2	99,3
Алевролит известково-глинистый, вишневый U — 1,7 Th — 11,7	Пелитовая	36,3	2,2	11,9	0,8	4,3	47,0	36,7
	Легкая							
	неэлектромагнитная	30,1	1,0	7,3	0,2	2,2	17,6	18,8
	электромагнитная	33,1	1,7	14,2	0,56	4,7	32,9	40,2
	Тяжелая	0,3	18,5	124,0	0,06	0,4	3,5	3,4
	Сумма . . . .	100,0	—	—	1,72	11,6	101,0	99,1
Алевросланец глинисто-слюдисто-железистый U — 2,85 Th — 12,5	Пелитовая	27,0	3,4	14,9	0,92	4,02	32,3	32,3
	Легкая							
	неэлектромагнитная	44,0	1,3	7,3	0,57	3,21	19,9	25,8
	электромагнитная	26,0	3,8	17,2	1,00	4,47	35,2	36,0
	Тяжелая	3,0	11,0	20,0	0,33	0,60	11,6	4,8
	Сумма . . . .	100,0	—	—	2,82	12,3	99,0	98,9

от степени обогащения пород глинисто-железистым и терригенным материалом. Наименьшие концентрации РЭ фиксируются в относительно чистых от примесей слабожелезистых розово-серых известняках свиты, содержащих в среднем 0,23% калия (табл. 40). Средние концентрации урана и тория в этих породах составляют соответственно 0,80 и 0,73 г/г при коэффициенте вариации 66,2 и 51,6%. Наибольшие содержания урана и тория среди карбонатных пород чингасанской серии отмечаются в железисто-алевритистых известняках этой свиты, развитых в Уволжском грабене. Концентрации урана в них достигают 1,73 г/г при сравнительно равномерном его распределении ( $V=42,6$ ), а содержание тория—5,40 г/г ( $V=61,00\%$ ), отличаясь значительной вариацией частных значений. Средние содержания калия в этих известняках составляют 0,24% ( $V=72,0\%$ ). Глинисто-алевритистые доломиты свиты, характеризующиеся более низкими содержаниями нерастворимого остатка и окисного железа (см. табл. 6), обнаруживают промежуточные концентрации урана (0,95 г/г) и тория (1,16 г/г) при довольно равномерном распределении элементов ( $V=32,6$  и 28,2%) (см. табл. 40).

Количество калия в доломитах составляет в среднем 0,37% ( $V=40\%$ ). Близки к ним по содержанию РЭ (уран—1,3 г/г, торий—1,9 г/г, калий—0,28%) песчаные доломиты восточных разрезов сви-



Параметры распределения урана, тория и калия в отложениях подъемской свиты

Порода	U, г/т				Th, г/т				K, %				
	n	$\bar{X}$	S	V, %	n	$\bar{X}$	S	V, %	n	$\bar{X}$	S	V, %	
<i>Западные разрезы (Уволжский грабен)</i>													
Доломиты глинисто-алеуритистые . . . . .	20	0,95	0,98	32,6	10	1,10	0,31	28,2	9	0,37	0,14	40,0	
Известняки железисто-алеуритистые . . . . .	35	1,73	0,74	42,6	18	5,40	3,30	61,0	8	0,24	0,17	72,0	
Известняки чистые . . . . .	24	0,80	0,53	66,2	18	0,73	0,41	51,6	6	0,23	0,08	76,5	
Алеуролиты железисто-известковистые . . . . .	14	1,82	0,33	18,1	10	6,85	2,15	31,1	5	2,27	0,39	27,0	
Песчаники кварцевые красноцветные . . . . .	12	104,00	0,69	66,3	7	1,10	0,55	50,0	4	0,23	0,08	36,5	
Среднее . . . . .	105	1,30	—	—	63	3,13	—	—	32	0,51	—	—	
<i>Восточные разрезы (р. Тея)</i>													
Конгломераты и гравелиты полимикто- вые . . . . .	4	1,95	—	—	4	6,85	—	—	4	1,36	—	—	
Песчаники полимиктовые доломитистые . . . . .	11	1,84	0,39	21,2	11	7,25	2,53	34,9	11	1,07	0,42	39,2	
Песчаники кварцевые доломитистые . . . . .	12	0,78	0,51	65,3	12	2,45	1,50	61,2	12	0,44	0,49	11,5	
Алеуролиты известковистые . . . . .	3	1,40	—	—	3	1,80	—	—	3	0,22	—	—	
Доломиты песчаные . . . . .	8	1,30	0,14	11,0	8	1,92	1,30	68,3	8	0,28	0,20	71,0	
Среднее . . . . .	38	1,55	—	—	38	4,19	—	—	38	0,66	—	—	
Среднее по свите . . . . .	143	1,36	—	—	101	3,53	—	—	70	0,59	—	—	

ты. Математически сравнимые с концентрациями в глинисто-алевритистых известняках содержания урана (1,82 г/т) и тория (6,85 г/т) устанавливаются в глинисто-железистых, сильно известковистых алевролитах этой свиты, но в отличие от известняков алевролиты характеризуются высокими концентрациями калия (2,27%) и более равномерным распределением всех РЭ ( $V=18-31,1\%$ ).

Низкими значениями и неравномерным распределением РЭ отличаются красноцветные известковистые алевролиты, кварцевые песчаники и светло-серые доломитистые песчаники западных и восточных разрезов. Нужно сказать, что среди грубообломочных пород повышенными концентрациями РЭ характеризуются только конгломераты и песчаники базальных горизонтов свиты, залегающие на глинистых сланцах сухопитской серии и состоящие в основном из обломков этих сланцев. Последние и определяют общую радиоактивность отложений. Это хорошо видно из табл. 41, где содержания урана и тория во всех фракциях, за исключением тяжелой, близки. Около 50% урана и тория сосредоточено в легких фракциях, состоящих из обломков и примеси железистого вещества, а остальные 48—49% — в пелитовом материале, представляющем главным образом измельченный глинисто-сланцевый материал сланцев (табл. 41).

Таблица 41

Распределение урана и тория во фракциях обломочных пород

Порода, общее содержание U и Th, г/т	Фракция	Содержание фракции, вес. %	Содержание элемента, г/т				Процент элемента породы, приходящийся на данную фракцию	
			во фракции		в породе за счет данной фракции			
			U	Th	U	Th	U	Th
<i>Подъемская свита</i>								
Песчаник полимиктовый вишнево-красный U — 1,8 Th — 9,7	Пелитовая	47,9	1,8	10,7	0,86	5,1	47,8	52,5
	Легкая							
	неэлектромагнитная	44,8	1,5	8,3	0,67	3,6	37,2	37,1
	электромагнитная	7,1	2,4	12,6	0,20	0,9	11,1	9,3
	Тяжелая	0,22	13,0	45,4	0,04	0,1	2,2	1,1
	Сумма . . . . .	100,02	—	—	1,76	9,7	98,3	100,0
<i>Немчанская свита</i>								
Песчаник лиловый U — 0,39 Th — 5,7	Пелитовая	28,1	0,7	6,6	0,19	1,85	45,3	32,4
	Легкая							
	неэлектромагнитная	63,4	0,3	4,6	0,21	2,91	32,1	51,0
	электромагнитная	8,3	0,9	8,3	0,08	0,69	19,5	12,2
	Тяжелая	0,2	11,9	109,6	0,02	0,22	4,5	3,9
	Сумма . . . . .	100,0	—	—	0,40	5,67	101,4	99,5
Песчаник вишнево-красный U — 0,8 Th — 4,8	Пелитовая	15,4	1,1	9,00	0,20	1,4	25,0	29,1
	Легкая							
	неэлектромагнитная	71,9	0,5	2,60	0,40	1,9	50,0	39,5
	электромагнитная	12,5	1,2	9,60	0,15	1,2	18,8	25,0
	Тяжелая	0,2	9,6	72,2	0,02	0,14	2,5	2,9
	Сумма . . . . .	100,0	—	—	0,77	4,64	96,3	96,4

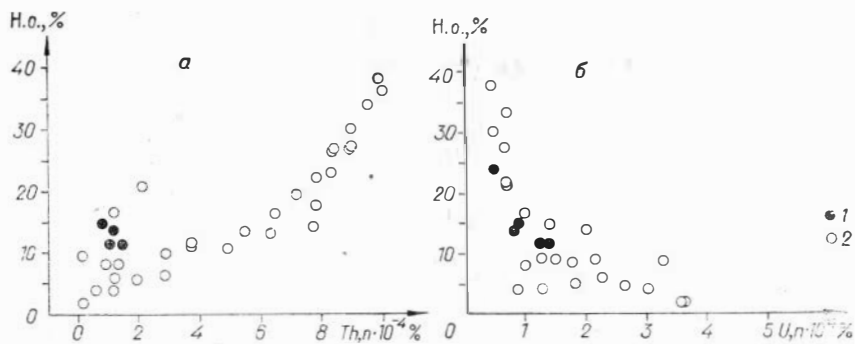


Рис. 31. Соотношение содержаний тория и нерастворимого остатка (н.о.) (а), урана и н.о. (б) в карбонатных отложениях подъемской свиты.  
1 — доломиты, 2 — известняки.

В распределении кларковых содержаний урана и тория в породах подъемской свиты отчетливо видны два максимума: один из них приурочен к железисто-алевритистым известнякам, а второй — к железисто-известковистым алевролитам (см. рис. 20). Учитывая сходную фациальную обстановку накопления этих пород в условиях высоких значений окислительно-восстановительного потенциала и сравнительно низкие содержания РЭ, можно сделать вывод о преимущественно механическом осаждении тория с терригенной примесью этих пород, но хемогенном уране, чему как будто не противоречит приводимый график зависимости урана и тория от количества нерастворимого остатка (рис. 31). Невысокие концентрации урана и тория в сравнительно чистых известняках и доломитах, а также красноцветных песчаниках свиты обусловлены, видимо, в основном хемогенным накоплением элементов путем соосаждения на мицеллах глинистых частиц и гидроокислов железа, а незначительные повышения содержаний их от известняков к песчаникам свидетельствуют о дополняющем влиянии терригенного материала.

**Немчанская свита.** В красноцветных терригенных отложениях этой свиты, так же как и в близких по вещественному составу и условиям формирования породах суворовской свиты, в общем сохраняется ранее выявленная закономерность, заключающаяся в увеличении содержаний РЭ от грубообломочных образований к песчаникам, алевролитам и аргиллитам. Исключение в этом ряду представляют лишь кварцевые песчаники (табл. 42) из нижней половины разреза свиты, отличающиеся минимальными средними значениями РЭ — уран — 0,5 г/т, торий — 3,47 г/т, калий — 0,17%.

Полевошпатсодержащие конгломераты и гравелиты из средних горизонтов свиты, а также залегающие ниже и выше их кварц-полевошпатовые песчаники характеризуются повышенными концентрациями РЭ, особенно тория и калия, что связано с наличием в них продуктов выветривания гранитоидов и гнейсов. Об этом говорит прежде всего повышенное количество обломков полевых шпатов в этих породах, акцессорных минералов — циркона, апатита, турмалина, монацита. В обломках кварца и полевых шпатах, составляющих 65—75% объема породы, содержится 40—50% всего количества урана и тория (см. табл. 41), остальная часть их сосредоточена в обломках сланцев, глинисто-железистой массе цемента и акцессорных минералах. Такое распределение РЭ по фракциям свидетельствует о том, что значительная часть урана, несмотря на окислительную обстановку седиментации, сосредоточена в обломках и является показателем преимущественного развития физических процессов выветривания в области сноса.

Параметры распределения урана, тория и калия в отложениях немчанской свиты

Порода	n	U			Th			K		
		$\bar{X}$	S	V, %	$\bar{X}$	S	V, %	$\bar{X}$	S	V, %
Конгломераты и гравелиты . . . . .	8	0,5	0,3	60,0	4,52	2,3	51,1	0,88	0,35	39,2
Песчаники кварцевые . . . . .	8	0,5	0,27	54,0	3,47	1,24	35,4	0,56	0,17	30,4
Песчаники кварц-полевошпатовые . . . . .	7	0,81	0,3	37,3	5,56	2,4	42,9	1,37	0,47	34,3
Алевриты . . . . .	12	1,20	0,51	42,5	5,6	1,65	29,4	1,3	0,40	30,0
Аргиллиты . . . . .	4	2,0	—	—	7,8	—	—	2,5	—	—
Доломиты . . . . .	1	0,1	—	—	<0,2	—	—	0,1	—	—
Доломиты глинистые . . . . .	1	0,8	—	—	2,6	—	—	0,35	—	—
Среднее . . . . .	41	0,85	—	—	4,90	—	—	1,1	—	—

Алевриты и аргиллиты в сравнении с гравелитами и песчаниками обогащены всеми РЭ, но особенно ураном, концентрирующимся в слюдисто-глинистых минералах — продуктах разрушения сланцев. Минимально радиоактивны доломиты (уран  $\leq 0,1$  г/т, торий  $< 0,2$ , калий  $\leq 0,1\%$ ); присутствие глинистого материала приводит к существенному повышению концентраций в них всех РЭ (см. табл. 42). Следует заметить, что распределение РЭ в терригенных породах свиты сравнительно равномерное.

Средние содержания РЭ в целом по свите составляют: уран — 0,85 г/т, торий — 4,90 г/т, калий — 1,1%, что примерно соответствует таковым суворовской свиты (уран — 0,93 г/т, торий — 5,5 г/т, калий — 1,39%), но значительно ниже в сравнении с красноцветными отложениями лопатинской (уран — 2,2 г/т, торий — 11,7 г/т, калий — 2,4%), формирующимися после длительного континентального перерыва в осадко-накоплении.

#### О ФОРМАХ НАХОЖДЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ

С целью определения возможных форм вхождения урана и тория в составные части горных пород произведено качественное изучение характера распределения альфа-треков. Регистрация последних велась при помощи жидкой фотоэмульсии для ядерных исследований типа А-2 по методике, описанной в работах Б. И. Баранова и др. (1956, 1962) и И. Г. Минеевой, В. И. Коробкова (1966). Длительность экспозиции, учитывая кларковые содержания РЭ в породах, составляла 70 суток.

Исследование альфа-радиографий позволяет подразделить все наблюдаемые треки на две группы: 1) связанные с обломочным материалом горных пород; 2) отчетливо приуроченные к цементирующей массе пород.

Треки первой группы представлены одиночными следами или двух-, трех- и реже четырехлучевыми звездами (фиг. 27), сравнительно равномерно распределенными по площади обломочных компонентов. Наибольший процент альфа-треков обнаружен в полевых шпатах и кварце. Микроскопическое исследование альфа-радиографий при уве-

личениях до 1350 крат позволило установить, что многолучевые звезды, как правило, связаны с недиагностируемыми микровключениями. По-видимому, основная масса радиоэлементов в обломочной составляющей пород находится в состоянии молекулярного рассеяния и лишь незначительная их часть изоморфно входит в кристаллические решетки акцессорных минералов, либо образует ультрамикроскопические выделения собственных минералов.

Альфа-треки второй группы представлены чаще всего двухлучевыми звездами, равномерно рассеянными в гидрослюдистом или глинисто-железистом цементирующем материале (фиг. 28). В битуминозных карбонатных образованиях, а также в терригенных породах, обогащенных органическим веществом, треки сгущены над точечными выделениями бурого органического вещества (фиг. 29). В карбонатных породах, содержащих терригенную примесь, обнаруживаются однопочные следы или двух- и трехлучевые звезды, приуроченные к частицам терригенного материала и к тонкодиспергированным акцессорным минералам.

Анализ приведенного фактического материала с учетом существующих представлений по этому вопросу позволяет выделить в исследуемых образованиях следующие формы нахождения урана и тория: 1) молекулярное рассеяние; 2) изоморфное вхождение в акцессорные и некоторые пороодообразующие минералы; 3) состояние сорбционной концентрации в глинистом, железистом и органическом веществе; 4) ультрамикроскопические выделения, возможно, собственных минералов.

Судя по длине пробега альфа-частиц, для тория преобладающими являются вторая и четвертая формы, а для урана — первая и третья.

#### **НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ ОБСТАНОВОК**

На основании изложенного выше фактического материала по содержанию РЭ в различных литогенетических типах пород верхнего докембрия устанавливаются некоторые общие закономерности в распределении этих элементов.

Прежде всего выявлена отчетливая зависимость содержаний РЭ от цикличности осадконакопления (см. рис. 21, 32). Повышенные концентрации всех элементов фиксируются в отложениях лопатинской свиты, в сероцветных образованиях карьерной они заметно снижаются, снова возрастая во флишонах суктальминской свиты. В красноцветных отложениях суворовской свиты концентрации этих элементов опять снижаются, приближаясь по своим абсолютным значениям к таковым карьерной свиты. В подъемской свите количество тория и калия падает до минимума, а урана — несколько возрастает. И, наконец, в немчанской свите содержание тория и калия заметно увеличивается, а урана — уменьшается.

В целом вверх по разрезу серии сохраняется тенденция уменьшения общих содержаний рассматриваемых элементов. Нетрудно заметить, что максимальные концентрации РЭ приурочены к отложениям, сформированным после длительного континентального перерыва (лопатинская свита) и в период максимальной трансгрессии моря (суктальминская свита), а минимальные — к отложениям, образовавшимся в условиях регрессирующего моря.

Еще нагляднее дифференциация содержаний РЭ в отложениях серии проявляется, если расположить литогенетические комплексы пород не в порядке их стратиграфической принадлежности, а в последовательный фациальный ряд от континентальных образований к морским. Проявляется тенденция преимущественного их накопления в отложениях

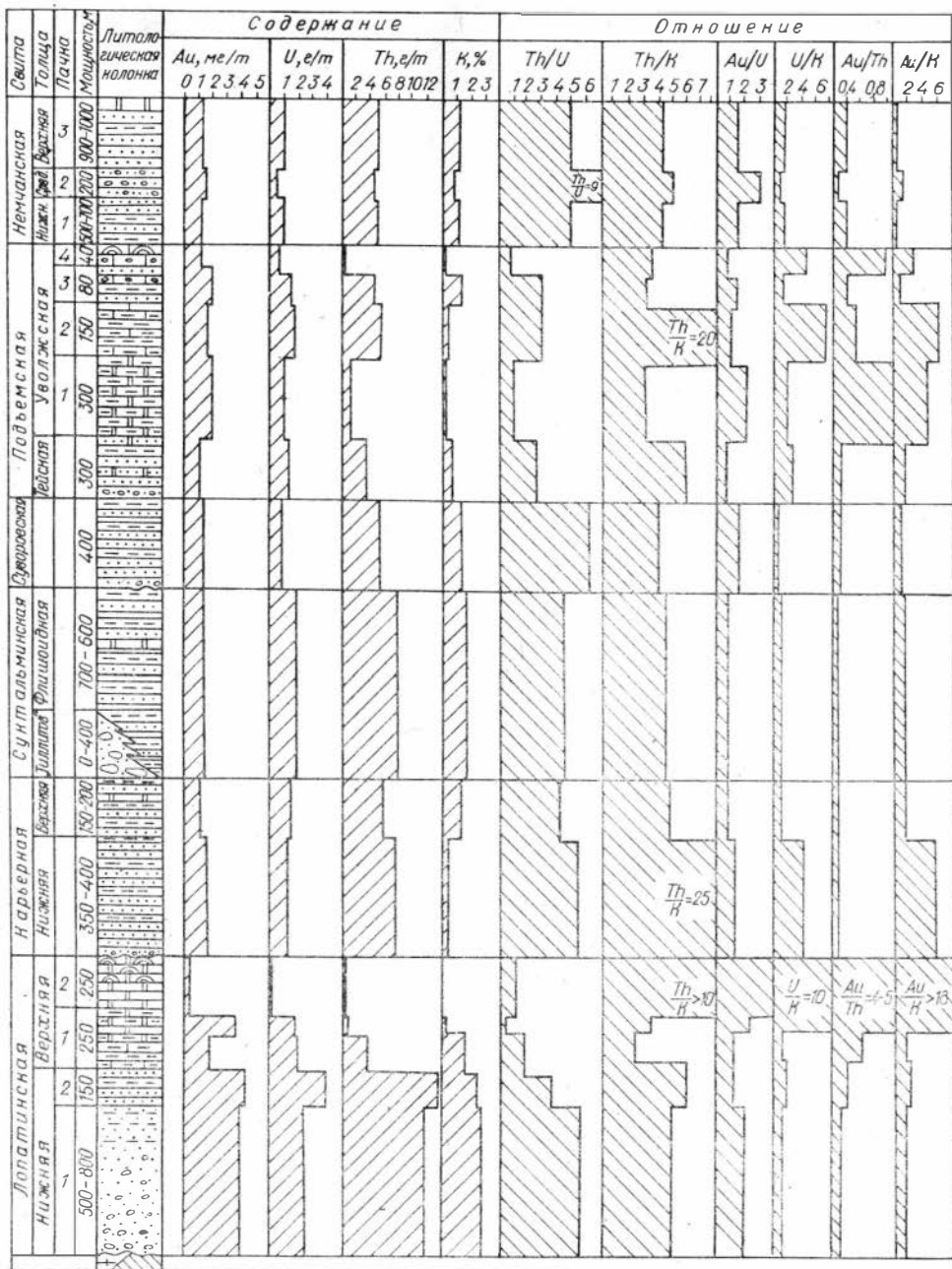


Рис. 32. Распределение средних содержаний и отношений золота и радиоактивных элементов по разрезу карбонатно-терригенного комплекса верхнего рифея, венда. Усл. обозн. см. рис. 3.

ях континентальных и морских глубоководных фаций (см. рис. 22, а, зоны 1, VI), подмеченная ранее в других районах. По мнению А. А. Смыслова (1969), наличие двух максимумов концентраций урана и тория в этих диаметрально противоположных фашиальных зонах свидетельствует о двух формах их миграции: с одной стороны, в обломках породообразующих и акцессорных минералов, а с другой — в виде коллоидов и комплексных соединений.

Однако повышенные концентрации РЭ наблюдаются только в тех континентальных отложениях, которые находятся в основании трансгрессивной серии и формируются после длительного перерыва в осадконакоплении. Содержания РЭ в породах континентальных фаций, появляющихся в конце регрессивных циклов (конгломераты и гравелиты немчанской свиты), после лагунно-континентальных обстановок, и в породах, предшествовавших по времени фаций, сравнимы (см. табл. 26). Пониженные содержания РЭ в литологических комплексах регрессивного цикла накоплений по сравнению с аналогичными по фаціальным условиям формирования комплексами трансгрессивного отчетливо устанавливаются также и на примере терригенных отложений лагунно-континентальных и прибрежно-морских фаций. Например, лагунно-континентальные отложения лопатинской свиты и прибрежно-морские осадочные породы карьерной заметно обогащены РЭ в сравнении с отложениями подобных фаціальных зон соответственно подъемской, суворовской и немчанской свит (см. табл. 26).

Характерная особенность континентальных красноцветных образований — близкие средние содержания урана, тория и калия в различных по гранулометрическому составу породах, обусловленная слабой дифференциацией продуктов выветривания, в частности, исключительным развитием только псефитовых и псаммитовых отложений, отличающихся хорошей проницаемостью и легкой окисляемостью терригенного материала. В близких по составу зеленоцветных породах, завершающих местами (р. Уволга) разрезы красноцветных континентальных толщ и сформированных в более восстановительных условиях, видимо, замкнутого водного бассейна аккумуляции, концентрации урана и тория заметно выше. Это обусловлено сравнительной свежестью продуктов выветривания (обилие биотита, полевых шпатов и др.), а также более широким развитием тонкообломочных алевролитовых разностей осадков.

В песчано-глинистых глубоководных фациях концентрации РЭ устойчиво нарастают от песчаников к алевролитам и аргиллитам, что связано с увеличением глинистости пород. Прибрежно-морские крайне мелководные красноцветные отложения (см. рис. 22, а, зона III), сформированные в условиях интенсивного химического выветривания и высоких значений окислительно-восстановительного потенциала, характеризуются отчетливо пониженными концентрациями этих элементов. Низкие содержания урана объясняются частичным выносом его вследствие высокой миграционной способности в окислительных условиях, пониженные концентрации тория — слабым питанием бассейна аккумуляции терригенным материалом и хорошей его отсортированностью, а калия — незначительным содержанием глинистого вещества.

В прибрежно-морской фаціальной зоне, формирующейся в восстановительной среде седиментогенеза, наиболее четко проявляются различные пути миграции РЭ (см. рис. 22, а, зона IV). Отложения резко обеднены калием, который в составе тонкодиспергированных глинистых частиц выносится в спокойноводные области бассейна, где и накапливается, обогащая алевропелитовые образования (см. рис. 22, а, зоны V, VI). Повышенные содержания тория связаны, по-видимому, с осаждением взвешенного материала, содержащего диспергированные акцессорные минералы, а незначительное возрастание концентраций урана, несмотря на восстановительные условия, объясняется слабыми процессами сорбции. Основная доля урана выносится в сравнительно открытые части морского бассейна в виде легкорастворимых уранил-карбонатных комплексов.

Из изложенного видно, что геохимическая судьба каждого из трех РЭ теснейшим образом связана с фаціальной обстановкой осадконакопления, причем в процессе седиментогенеза пути миграции и

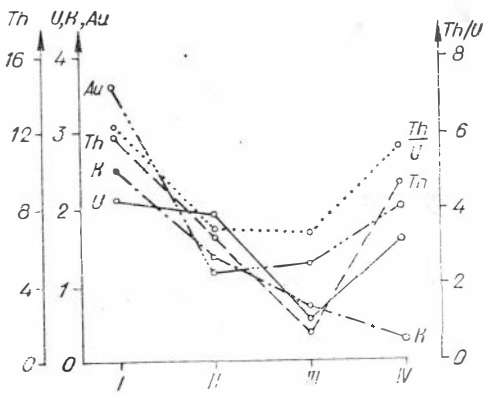


Рис. 33. Распределение средних содержаний золота и радиоактивных элементов в грубообломочных отложениях, сформированных в разных фациальных обстановках. Конгломераты и гравелиты: I — континентальные красноцветные, II — лагунно-континентальные красноцветные, III — прибрежно-морские красноцветные, IV — прибрежно-морские сероцветные.

характеризующихся хорошей отсортированностью и плотной упаковкой обломочного материала. Последнее обстоятельство предопределило и малое содержание калия в породах. Рассматривая распределение РЭ по фациальному профилю песчаных отложений серии (см. рис. 22, б), нетрудно заметить, что независимо от фациальной принадлежности пород кривые средних содержаний элементов почти повторяют друг друга (свидетельство, на наш взгляд, идентичности процессов их концентрирования). Максимальное содержание всех элементов и здесь устанавливается в породах континентальных фаций. Наименьшие концентрации тория и калия — в песчаниках лагунно-континентальных фаций и аргилито-песчаниковой подзоне морского мелководья. Последние обеднены также ураном.

Примерно одинаковыми значениями концентраций РЭ характеризуются прибрежно-морские красноцветные кварцевые и сероцветные кварцитовидные песчаники. Повышены содержания калия в морских глубоководных породах. О близости процессов концентрирования урана и тория в песчаниках разных фациальных зон свидетельствуют и данные распределения этих элементов по фракциям (рис. 34). Отчетливо видно увеличение среднего валового содержания урана и тория, приходящегося на долю пелитовой и электромагнитной фракций (глинисто-слюдястый и железистый материал), от песчаников континентальной фации к лагунно-континентальной, прибрежно-морской и, наконец, песчаникам морской фации.

Характерно, что в этом же направлении уменьшается доля урана и тория, приходящаяся на тяжелую фракцию, представленную в основном акцессорными минералами (рис. 35). Эта закономерность строго выдерживается в песчаниках всех фациальных зон, за исключением красноцветных известковистых их разновидностей, находящихся среди карбонатных пород подъемской свиты. Возможно, это свидетельствует как раз о том, что эти известковистые песчаники и карбонатные породы ближе по своим условиям формирования стоят не к лагунно-континентальным, а к морским мелководным осадкам и вследствие этого резко обеднены акцессорными минералами.

Довольно отчетливо РЭ дифференцируются по фациальному ряду алевропелитовых образований. В алевролитах количество урана, тория и калия закономерно падает от пород континентальных фаций к при-

осаждения элементов в значительной мере различаются.

Рассмотрим далее, в какой мере фациальная обстановка влияет на распределение РЭ в однотипных по гранулометрическому и петрографическому составу породах и какие породы определяют радиогеохимическое лицо литогенетических комплексов.

В ряду грубообломочных красноцветных пород чингасанской серии (рис. 33) содержания РЭ снижаются от континентальных образований лопатинской свиты к лагунно-континентальным — подъемской и прибрежно-морским — суворовской свиты. Промежуточные количества урана и тория фиксируются в прибрежно-морских сероцветных конгломератах карьерной свиты, ха-



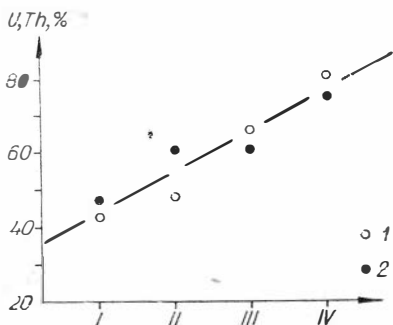


Рис. 34. Соотношение количеств урана и тория (в % от валового содержания в породе), приходящихся на глинисто-слоистое и железистое вещество песчаников разных фациальных зон.

1 — U, 2 — Th. I—III — красноцветные песчаники континентальной (I), лагуно-континентальной (II) и прибрежно-морской (III) фаций; IV — серые песчаники флиша — морской глубоководной фации.

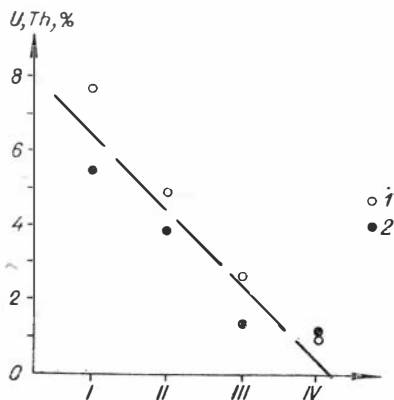


Рис. 35. Соотношение количеств урана и тория (в % от валового содержания в породе), приходящихся на акцессорные минералы песчаников разных фациальных зон.

1 — U, 2 — Th. Красноцветные песчаники континентальной (I), прибрежно-морской (II) фаций. Серые песчаники морской мелководной (III) и морской глубоководной фаций (IV).

брежно-морским красноцветным. В морских мелководных алевролитах концентрации тория и калия резко возрастают при слабом увеличении содержания урана. В морских глубоководных породах этого типа содержания калия и тория вновь заметно снижаются, а урана — возрастают (см. рис. 22, в). По абсолютным значениям средних содержаний всех РЭ глубоководные алевролиты близки таковым континентальных фаций. В аргиллитах количества урана и тория устойчиво возрастают от осадков прибрежно-морских фаций к глубоководным, а калия — сначала растут, достигая максимума в породах аргиллитопесчаниковой подзоны, а затем — в морских — довольно резко падают (см. рис. 22, г) в связи с возросшей примесью карбонатного материала.

Исходя из рассмотренного, можно сделать вывод, что в породах континентальных фаций РЭ распределяются более или менее равномерно в толще осадков независимо от их гранулометрического состава. В прибрежно-морских отложениях содержания РЭ устойчиво возрастают от конгломератов к песчаникам, алевролитам и аргиллитам. В отложениях морских фаций дифференциация пород по концентрации РЭ проявлена наиболее резко. Максимальные их содержания устанавливаются в аргиллитах, а минимальные — в песчаниках.

Среди существенно кварцевых песчаников с разным по составу цементом, развитых на различных стратиграфических уровнях рассматриваемого разреза, максимальными содержаниями всех элементов обладают кварцевые песчаники с железисто-глинистым цементом, а минимальным — глауконитовые песчаники. Песчаники с глинисто-железистым и кремнисто-глинистым цементом занимают промежуточное положение. Повышены содержания урана и калия, кроме того, в песчаниках с кремнисто-глинистым цементом.

В ряду карбонатных пород (см. рис. 23, 24) минимальные концентрации РЭ фиксируются в чистых от посторонних примесей известняках и доломитах. При этом красноцветные известняки, включающие несколько большие количества окислов железа, обладают и большими концентрациями этих элементов. Глинисто-алевритистые разности сероцветных карбонатных пород независимо от их химического состава

содержат повышенные и примерно равные количества урана и тория. В красноцветных глинисто-алевритистых доломитах количество урана и калия уменьшается, а тория — возрастает. В известняках этого типа концентрации тория резко увеличиваются (в 5 с лишним раз), урана — слабо возрастают, а калия — падают. Высокие концентрации тория связаны в них с терригенной частью (см. рис. 31, а). Повышенные концентрации урана отличают темные битуминозные доломиты от светлых.

Таким образом, в чистых и слабо алевритистых карбонатных породах, характеризующихся повышенными содержаниями калия, основной вклад в общий баланс радиоактивности вносит уран, в то время как в красноцветных разностях, особенно известняках с высоким содержанием минерального нерастворимого остатка, — торий.

Анализ отношений РЭ (см. табл. 26, рис. 32) позволяет выявить другие особенности поведения этих элементов в процессе формирования отложений. В частности, Th/U испытывает тенденцию закономерного уменьшения абсолютных значений вверх по разрезу чингасанской серии в связи с уменьшением относительной роли тория в этом направлении, обусловленным ростом общей карбонатности литологических комплексов и преобладанием морских обстановок осадконакопления. К аналогичному выводу ранее пришли и другие исследователи (Harley, 1956; Баранов и др., 1956; Adams, Weaver, 1958; Ильинский, Кудрявцев, 1968). Th/K растет от полимиктовых образований лопатинской свиты к отложениям карьерной, обедненным глинисто-слюдистым материалом, а затем уменьшается в суктальминской и суворовской свитах. В терригенно-карбонатных породах подъемской свиты это отношение весьма изменчиво и контролируется количественным содержанием терригенного и карбонатного материала.

В целом значения Th/K, в этой свите повышены, причем концентрация тория по сравнению с ураном преобладает. Вполне очевидно, что Th/K может служить показателем степени «зрелости» кластогенной породы, поскольку оно возрастает от полимиктовых к олигомиктовым и далее к мономиктовым отложениям с общим увеличением их сортированности. В карбонатных породах величина Th/K в значительной степени зависит от характера и количества терригенной примеси. Что касается U/K, то в терригенных литологических комплексах оно изменяется весьма слабо, свидетельствуя о том, что процессы концентрации этих элементов в определенной степени носят согласованный характер; в терригенно-карбонатных породах U/K варьирует в значительно больших пределах, достигая максимальных ( $>10$ ) величин.

Пользуясь терминологией И. А. Адамса и С. Вивера (Adams, Weaver, 1958), рассматриваемые терригенные отложения по Th/U относятся к промежуточной геохимической фации с нормальным содержанием РЭ, а карбонатные породы — к фации с низкой величиной Th/U, определяемой преимущественно хемогенной фиксацией урана.

Сравнение средних значений РЭ и их отношений для главных типов осадочных пород верхнего докембрия северной части Енисейского края с опубликованными данными (Виноградов, 1956; Наумов и др., 1963; Вескер и др., 1972), в том числе и по отложениям, занимающим сходную палеотектоническую позицию, правда, в фанерозойское время (Григорьев, 1972; Смыслов, 1969, 1974), показывает, что в докембрийских породах заметно понижены средние значения урана и в меньшей мере тория (см. табл. 27). Это обусловлено широким развитием красноцветных формаций существенно псаммитового состава и карбонатно-терригенных литологических комплексов, отсутствием высокордиоактивных черных сланцев, фосфатсодержащих пород, а также формированием отложений в основном в условиях глубокого химического выветривания на суше. Средние значения содержания калия в регионе вполне отвечают кларковому, приводимым для песчаников и сланцев (Виноградов, 1956).

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

### О СООТНОШЕНИИ УРАНА, ТОРИЯ И КАЛИЯ С ЗОЛОТОМ И ДРУГИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ

Приведенный в предыдущих разделах материал по распределению радиоэлементов и золота в осадочных породах позволяет отметить некоторые общие особенности и различия в поведении этих элементов при формировании полифациальных отложений.

Наиболее общей геохимической особенностью является близкий характер распределения РЭ и золота в фациальном профиле отложений. Максимальные их концентрации устанавливаются в породах континентальных фаций, затем они резко снижаются в направлении к лагунно-континентальным и прибрежно-морским и снова возрастают в отложениях морских фаций. Эта закономерность подтверждается как для литологических комплексов в целом (см. рис. 22, а), так и для отдельных типов пород — песчаников (см. рис. 22, б), алевролитов (см. рис. 22, в), а также фациального ряда красноцветных отложений (см. рис. 25).

Существенным различием является то, что РЭ, как правило, имеют строго упорядоченный характер распределения в отложениях всех фациальных обстановок: их содержания увеличиваются от грубообломочных пород к алевролитам и аргиллитам. Исключение представляют иногда только конгломераты, концентрации РЭ в которых бывают больше в сравнении с песчаниками. В распределении золота мы видим в большинстве случаев обратную картину. В континентальных, лагунно-континентальных и прибрежно-морских отложениях содержания этого элемента всегда уменьшаются от грубообломочных к алевролитовым породам. В осадках морских фаций концентрации благородного металла близки или иногда (в алевролитах) выше в сравнении с песчаниками и аргиллитами.

Вполне очевидно, что последняя особенность распределения золота присуща далеко не всем морским отложениям. Хорошо известно, например, что черные углеродистые аргиллиты (сланцы) нередко характеризуются повышенной концентрацией золота в сравнении с другими типами пород.

При анализе отношений золота и индивидуальных РЭ обращает на себя внимание прежде всего повышенное значение  $Au/U$ ,  $Au/Th$ ,  $Au/K$  в карбонатных и терригенно-карбонатных литологических комплексах в сравнении с терригенными. Такие данные, несомненно, говорят о том, что в условиях карбонатонакопления золото гораздо охотнее концентрируется в осадках, чем РЭ. В терригенных литологических комплексах  $Au/U$  отчетливо уменьшается от континентальных к морским, указывая на более высокий градиент накопления урана в сравнении с золотом в отложениях морских обстановок. Что касается  $Au/Th$  и  $Au/K$ , то они слабо изменяются в разных по составу терригенных литолого-фациальных комплексах (см. табл. 26, рис. 32). Исключение представляют только кварцитовидные песчаники карьерной

свиты и зеленоцветные отложения лопатинской, отличающиеся соответственно повышенным  $Au/K$  и  $Au/Th$ .

Весьма характерно также, что зеленоцветные отложения нижней терригенной толщи лопатинской свиты в сравнении с красноцветными этой же толщи характеризуются более низким значением  $Th/U$ . В этой связи  $Au/Th$  и  $Th/U$  в некоторой степени могут служить показателями обстановок осадкообразования. Действительно, преобладающая (красноцветная) часть разреза толщи, сформированная в континентальных окислительных условиях, характеризуется высоким  $Th/U$  и низким  $Au/Th$ , а самая верхняя — зеленоцветная пачка, образованная в более восстановительной обстановке замкнутого бассейна аккумуляции, — повышенным  $Au/Th$  и пониженным  $Th/U$ . Это вполне понятно, если учесть, что при близких содержаниях тория в однопипных, но разных по условиям формирования осадках — красно- и зеленоцветных — золото и уран предпочтительно концентрировались в последних. Примечательно также, что максимальные содержания этих элементов отмечаются в зеленоцветных алевросланцевых горизонтах. Последнее может свидетельствовать о том, что определенная часть золота, как и урана, в зеленоцветных породах верхних горизонтов лопатинской свиты имеет не кластогенную, а хемогенную природу концентрирования.

На диаграмме (рис. 36) показано распределение 26 других в основном редких элементов, обнаруженных приближенно-количественным спектральным анализом в 550 пробах рассматриваемых отложений.

В красноцветных породах лопатинской свиты концентрируются наименее подвижные геохимически (Страхов и др., 1971; Перельман, 1973) элементы — титан, хром, цирконий, бор, олово, германий, в ряде проб отмечены фосфор, ниобий, редкие земли, галлий, медь, свинец, цинк. Почти все эти элементы, за исключением, видимо, меди и цинка, связаны с кластогенными минералами и, в частности, с минералами тяжелого шлиха. Как уже было показано, в этих породах повышены содержания золота и тория.

В вышележащей груборитмично-слоистой пачке сингенетических зеленоцветных пород спектр элементов более сложный. Здесь наряду с титаном, хромом, оловом повышены количества группы геохимически более подвижных элементов: меди, свинца, цинка, молибдена, никеля, кобальта, иттрия, редких земель. Кроме того, присутствуют литий, скандий, висмут. Эти же породы отличаются и повышенным кларком золота, урана и калия. Следовательно, резкая смена окислительных условий осадконакопления на восстановительные обусловила развитие повышенных концентраций значительно более широкого спектра элементов. Для доломитов и известняков карбонатной толщи характерны барий, стронций, марганец, цинк — элементы, геохимически связанные с кальцием и магнием.

Однообразные по составу кварцитовидные песчаники карьерной свиты характеризуются весьма бедным набором элементов-примесей, присутствующих, так же как золото и радиоактивные элементы, в минимальных (в сравнении с другими толщами) количествах. Формирование подобных отложений, как известно, происходит в условиях хорошо развитой жоры выветривания в области сноса, в связи с чем образующиеся осадки резко дифференцированы по составу. Синхронно с кварцевыми песчаниками обычно накапливаются аргиллиты (черные сланцы), концентрирующие многие элементы. Подобные аргиллиты распространены в верхней аргиллито-песчаниковой толще с глауконитом, где повышены количества фосфора, марганца, ванадия, цинка, молибдена, германия, олова, галлия, иттрия, редких земель, урана.

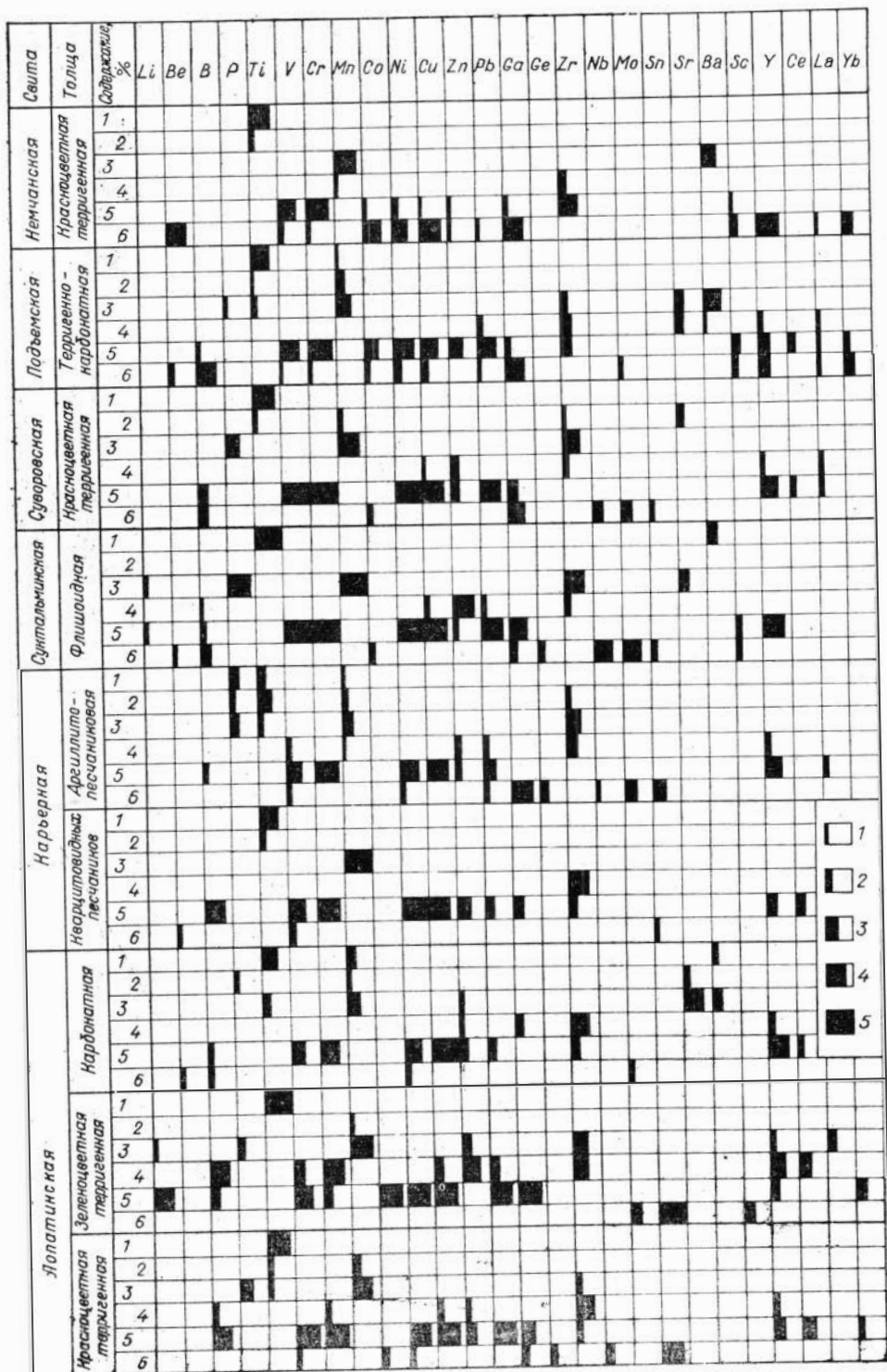


рис. 36. Распределение элементов-примесей в карбонатно-терригенных отложениях.  
 1—5 — встречаемость элементов (%): 1—15, 2—30, 3—50, 4—75, 5—100.  
 Содержание, %: 1—1—0,3; 2—0,3—0,1; 3—0,1—0,03; 4—0,03—0,01; 5—0,01—0,003; 6—0,003—0,001.

В известковом флише сукталминской свиты концентрируются элементы группы геохимически более подвижных: фосфор, медь, свинец, цинк, молибден, барий, стронций. Кроме того, во многих пробах повышены содержания бора, ниобия, галлия, олова, в отдельных случаях лития, церия, висмута, германия, скандия.

Красноцветные песчаники и алевролиты суворовской свиты по качественному составу и величинам содержаний элементов близки терригенным красноцветам лопатинской. Отличия состоят в том что содержания некоторых малоподвижных элементов — хрома, олова — в них ниже, а более подвижных — марганца, стронция, иттрия, лантана, молибдена — выше. Это и понятно, известковистые алевролиты, песчаники и аргиллиты этой свиты являются прибрежно-морскими осадками.

В терригенно-карбонатной подъемской свите роль более подвижных элементов — марганца, стронция, бария, иттрия, редких земель и свинца еще более возрастает, а содержание малоподвижных элементов заметно снижается. Заметим, что к этим же породам приурочен второй максимум золота.

Наконец, завершающие разрез красноцветные песчаники и конгломераты немчанской свиты по качественному составу редких элементов близки отложениям лопатинской, но отличаются явно пониженными их содержаниями.

Рассматривая соотношения золота и РЭ с другими элементами, нетрудно заметить, что в обломочных породах распределение золота и тория в общем аналогично таковому титана, хрома, циркония, бора, олова, германия. В глинистых отложениях золото концентрируется с большой группой более подвижных элементов, а в алеврито-глинистых карбонатных осадках только с марганцем, стронцием, свинцом. Что касается урана и калия, то они обнаруживают отчетливую связь с геохимически более подвижными элементами. Исключение составляют щелочноземельные барий, стронций, кальций и магний, с которыми уран, а часто и калий не концентрируются.

Следовательно, в процессе миграции из областей сноса в континентальных отложениях золото и торий концентрируются совместно с такими элементами, как титан, хром, цирконий, бор, олово, германий, фосфор, ниобий, связанными с кластогенными минералами, акцессориями и частично гидроокисными соединениями железа. В лагунно-континентальных карбонатно-терригенных породах заметно возрастает роль более подвижных элементов — марганца, стронция, иттрия, редких земель и свинца. В прибрежно-морских аргиллито-песчаниковых образованиях увеличивается концентрация фосфора, марганца, ванадия, свинца, цинка, молибдена, германия, иттрия. В морском терригенно-известняковистом флише совместно с золотом в повышенных количествах находятся элементы, относящиеся к группе подвижных, — медь, свинец, цинк, молибден, барий, кобальт, иттрий, стронций, висмут и др.

В целом на примере изучения верхнерифейско-вендского полифациального комплекса отложений достаточно четко подтверждается установленная Н. М. Страховым закономерность, заключающаяся в том, что особенности распределения элементов во многом определяются формами их миграции. Действительно, в грубообломочных породах устанавливаются главным образом элементы, содержащиеся в кластогенных минералах. В песчаниках и алевролитах к ним добавляются элементы, мигрирующие в виде взвесей и отдельные из них — в форме истинных растворов. Глинистые осадки, обогащенные обычно органическим веществом, а также карбонатные породы содержат элементы, присутствующие в водной среде как в виде взвесей, так и в форме коллоидов в истинных растворах.

**ЗОЛОТО И РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ  
В СЕДИМЕНТАЦИОННО-ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ  
ОБРАЗОВАНИЯХ**

В последнее время большое внимание уделяется поведению элементов в процессах диагенно-эпигенетического преобразования отложений (Волкова, 1971; Низамутдинов, 1970; Страхов, 1953; Тимофеева, 1971; Тихомирова, 1960). Золото и РЭ в этом плане изучены слабо. В табл. 43—45 приведены данные по содержанию этих элементов в различных конкреционных образованиях района, а также для сравнения во вмещающих их отложениях.

Таблица 43

**Золото и РЭ в кремнистых конкрециях**

Вмещающие доломиты			Кремни				
U, г/т	Th, г/т	K, %	U, г/т			Th, г/т	K, %
Фоновое			Наружная зона	Внутренняя зона	КК	Валовое	
0,2	Не обн.	Не обн.	0,45	0,14	2,25	Не обн.	Не обн.
0,2	»	»	0,54	0,13	2,70	»	»
0,18	»	»	0,44	0,13	2,44	»	»
0,23	»	»	0,47	0,15	2,04	»	»

**Золото, мг/т**

Фоновое	Вблизи желваков	Наружная зона	Внутренняя зона	КК
4,46	3,20	4,50	8,34	1,86
4,35	3,18	4,42	7,92	1,82
4,54	3,24	3,82	8,02	1,76

Все стяжения независимо от состава содержат то или иное количество золота и урана, что в целом свидетельствует об участии этих элементов в перераспределении вещества в осадке, в период формирования конкреций. Степень геохимической подвижности золота и урана в зависимости от типа конкреций неодинакова.

Содержание золота в кремниевых конкрециях выше, чем во вмещающих их доломитах. При этом внутренние части стяжений характеризуются заметными повышенными концентрациями элемента (7,92—8,34 мг/т) по сравнению с наружными (3,82—4,5 мг/т). Характерно, что вблизи желваков количество золота сравнительно ниже (3,18—3,24 мг/т), чем в этих же породах на некотором удалении от стяжений (4,35—4,54 мг/т). Уран также обнаруживает тенденцию накапливать-

Таблица 44

**Золото и РЭ в карбонатных конкрециях**

U, г/т			Th, г/т			K, %			Au, мг/т		
I	II	КК	I	II	КК	I	II	КК	I	II	КК
3,0	1,14	0,38	17,8	4,2	0,23	3,3	0,60	0,18	0,8	0,70	0,87
3,7	2,4	0,64	20,7	4,1	0,19	3,31	0,57	0,17	1,7	1,72	1,01
2,9	1,85	0,63	16,8	4,1	0,24	2,96	0,38	0,12	1,8	1,93	1,07
3,8	1,95	0,51	16,7	4,3	0,25	3,02	0,54	0,17	0,5	0,80	1,60
4,0	2,37	0,59	17,6	3,9	0,22	3,32	0,57	0,17	0,5	0,50	1,00
3,6	2,2	0,61	16,5	4,4	0,26	3,10	0,59	0,19	0,9	0,70	0,77

Примечание. I — вмещающие аргиллиты, II — конкреции. 2. Средние значения КК: U — 0,56 г/т; Th — 0,23 г/т; K — 0,16%; Au — 1,05 мг/т.

Таблица 45

## Золото и уран в сульфидных конкрециях

Вмещающие доломиты	Конкреции	КК
<i>Уран, г/т</i>		
0,80	0,72	0,90
0,33	0,38	1,15
0,47	0,27	0,57
0,34	0,30	0,88
<i>Золото, мг/т</i>		
3,35	8,70	2,59
3,85	8,00	2,07
3,74	12,30	3,28
3,60	8,72	2,42

ся в кремнях, обогащая в противоположность золоту их периферийные части (0,44—0,54 г/т). Во внутренней зоне стяжений его содержание даже несколько ниже (0,13—0,15 г/т), чем во вмещающих породах (0,18—0,23 г/т).

По-видимому, на первых этапах конкрециеобразования геохимическая подвижность урана подавляется энергичным стягиванием кремнезема. Интересно также отметить, что наружные зоны желваков содержат в два раза больше закисного железа (10,95%), чем внутренние (5,56%) (см. табл. 4). Кларк относительной концентрации (КК) (Страхов, 1962) золота изменяется в узких пределах: от 1,76 до 1,86, а урана — от 2,04 до 2,7, определяя, таким образом, в целом большую геохимическую подвижность урана по сравнению с золотом.

Конкреционные образования сульфидного типа также характеризуются повышенными (8—12,3 мг/т) по сравнению с вмещающими породами (3,35—3,85 мг/т) содержаниями золота. Кларк относительной концентрации составляет 2,07—3,28. Механизм образования золотосодержащих диагенетических сульфидов описан В. Я. Легедзой (1967). По его мнению, растворенное в морской воде коллоидальное золото сорбируется коллоидом гидротроилита, который в процессе диагенеза осадков переходит в пирит. И. Н. Масленицким (1944), а в последнее время В. П. Кирилловым (1970) золотосодержащий дисульфид был получен экспериментально.

Содержание урана в сульфидных конкрециях (0,27—0,72 г/т) по сравнению с вмещающими доломитами (0,33—0,8 г/т) изменяется мало. При этом пириты конкреций характеризуются сравнительно высоким содержанием  $S_{org}$ , вследствие чего можно полагать, что уран в них имеет, скорее всего, сорбционную природу концентрации.

Конкреции карбонатного состава (сидеритовые) отличаются от рассмотренных выше отчетливо пониженными по сравнению с вмещающими их аргиллитами содержаниями всех элементов. Последовательные значения кларков относительной концентрации элементов располагаются в следующий ряд: Au (1,05) → U (0,56) → Th (0,23) → K (0,16), из которого следует, что уран, торий и калий в сидеритах обладают величиной КК меньше единицы. Следовательно, при образовании сидеритовых стяжений происходит обеднение конкреционных тел РЭ. Очевидно, незначительные содержания этих элементов, которые обнаруживаются в конкрециях, связаны с терригенной примесью стяжений, захваченной в процессе конкрециеобразования. Что касается золота, то его концентрации весьма низки, и они почти одинаковы в конкрециях и вмещающих породах. Определенный вывод сделать пока трудно.

Интересно отметить, что аналогичная тенденция в поведении ряда малых элементов (V, Cr, Co, Ni, Cu, Ba, Al и др.) при формировании карбонатных конкреций установлено Ю. А. Пряхиной (1958) на примере майкопских отложений Предкавказья.

Из изложенного нами материала, по-видимому, можно сделать вывод о том, что золото и РЭ, рассеянные в первоначальном осадке, в процессе диагенеза последних в определенных физико-химических условиях обнаруживают тенденцию к перераспределению. При этом золото и уран наиболее подвижны в карбонатной среде, мигрируя и соосаждаясь с коллоидальным кремнеземом; золото накапливается во



внутренней, а уран — в наружной зоне кремниевых конкреций. Повышенные содержания золота в сульфидных конкрециях обусловлены, видимо, сосаждением его с коллоидом гидротроилита, образованию которого предшествовала редукция реакционноспособного железа в результате разложения органики (Тихомирова, 1960). Малая геохимическая подвижность золота и РЭ в процессе сидеритового конкрециеобразования определяется, вероятно, низкими значениями Eh среды, в которой образуется сидерит, а также слабыми десорбционными процессами в присутствии значительного количества коллоидных глинистых частиц и органического вещества.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Контактово-метаморфизованные породы (?) юго-западной части Уволжского грабена представлены слабо окварцованными, полевошпатизированными и реже биотитизированными и турмалинизированными терригенными отложениями в основном лопатинской свиты. Сравнительный анализ данных по распределению золота, редких и радиоактивных элементов в метаморфизованных и неизмененных разностях показал небольшие различия. По содержанию золота, тория и урана окварцованные и полевошпатизированные породы слабо отличаются, заметно увеличивается лишь дисперсия распределения этих элементов (табл. 46). Например, среднее содержание золота в красноцветных отложениях 3,20 мг/т;  $S^2=4,3$ , а в окварцованных — 2,9 мг/т;  $S^2=10,2$ . Наибольший разброс в количествах урана и тория характерен для альбитизированных пород (уран — 0,5—3 г/т, торий — 4,1—18,2 г/т).

В интенсивно измененных песчаниках с биотитом и турмалином существенно увеличено содержание тория (до 25 г/т) и заметно уменьшено количество золота (до 0,5—1 мг/т). Концентрация калия меняется в зависимости от характера и степени полевошпатизации породы. Что касается других элементов-примесей, то к тому набору элементов, которые характерны для красноцветных пород (титан, хром, никель, медь, германий, цирконий, редкие земли) добавляются лишь олово и бериллий, типичные для уволжских гранитов.

Ниже показано, что контактово-метаморфизованные породы существенно отличаются по набору и количественному содержанию редких элементов от другой генетической группы изменений, представленной кварц-полевошпатовыми метасоматитами и зонами гидротермально измененных пород, связанными с более поздними процессами активизации региона и формирования щелочных интрузий.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты характеризуются несколько повышенными кларковыми содержаниями радиоактивных и редкоземельных элементов, которые концентрируются в акцессорных минералах — торите, его разновидностях, цирконе, циртолите, монаците, ортите, апатите, флюорите. Основным радиоактивным элементом здесь является торий, содержание которого составляет 50—200 г/т, и калий (2,5—4%). Уран присутствует в незначительном количестве (5—10 г/т). Отношение Th/U меняется от 10 до 20 и выше. Среди редких земель резко преобладают легкие лантаноиды с максимумами на цери, неодиме и диспрозии (см. рис. 38). Некоторый сдвиг в сторону элементов иттриевой группы устанавливается в баритсодержащих метасоматитах с TR—Ca—фосфоритом. Среднее содержание золота (из десяти определений) составляет 8 мг/т, что заметно выше

Таблица 46

## Золото, уран и торий в красноцветных песчаниках, гравелитах и контактово-метаморфических породах

Порода	Au, мг/г				U, г/г				Th, г/г			
	n	$\bar{X}$	S <sup>2</sup>	V, %	n	$\bar{X}$	S <sup>2</sup>	V, %	n	$\bar{X}$	S <sup>2</sup>	V, %
Песчаники и гравелиты:												
красноцветные (неизмененные)	15	3,2	4,3	65,6	18	1,9	0,81	47,4	18	11,5	21,2	40,0
окварцованные	10	2,9	10,2	110,3	16	1,7	2,60	91,0	15	9,5	44,2	70,0
полевошпатизированные	8	2,7	12,3	129,6	14	2,1	4,40	100,5	14	12,4	84,1	73,8

Таблица 47

## Радиоактивные элементы в красноцветных конгломератах и песчаниках лопатинской свиты и гидротермально измененных (осветленных) серицитизированных и окварцованных их разностях

Порода	U, г/г				Th, г/г				K, %			
	n	$\bar{X}$	S <sup>2</sup>	V, %	n	$\bar{X}$	S <sup>2</sup>	V, %	n	$\bar{X}$	S <sup>2</sup>	V, %
Красноцветные конгломераты, гравелиты	46	1,80	0,66	45,0	18	11,7	63,5	68,1	17	2,2	1,9	62,7
Зеленоцветные (серицитизированные, окварцованные, местами пиритизированные) конгломераты, гравелиты и песчаники	39	3,4	7,0	78,0	39	19,5	143,5	61,3	39	2,5	0,8	35,0

Породы	Интервалы содержания, %	Элементы-примеси																						
		Be	P	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Ag	As	Bi	Ga	Ge	Ba	Sr	Zr	Mo	Sn	Y	Ce	La	Gd	Yb	
Инфанто-во-метаморфизованные фризветовые	1-0,1																							
	0,1-0,01																							
	0,01-0,001																							
	< 0,001																							
Икарт-пале-вошпатовые метасоматиты	1-0,1																							
	0,1-0,01																							
	0,01-0,001																							
	< 0,001																							
Икарт-пале-вошпатовые гранитного облика	1-0,1																							
	0,1-0,01																							
	0,01-0,001																							
	< 0,001																							
Альбит-серцит-шпатовые метасоматиты	1-0,1																							
	0,1-0,01																							
	0,01-0,001																							
	< 0,001																							

Рис. 37. Распределение элементов-примесей в метаморфизованных осадочных породах и метасоматитах. Усл. обозн. см. рис. 36.

среднего его значения во вмещающих породах. Золото в основном сосредоточено в сульфидах — пирите, арсенопирите, халькопирите. Характерными элементами кварц-полевошпатовых пород являются также барий, стронций, фосфор, цирконий, ниобий, свинец, цинк, медь, мышьяк, олово, присутствующие в количествах от 0,03 до 0,1% и иногда выше, бериллий, германий — до 0,01%, молибден, галлий — до 0,001% (рис. 37, 38). Весь этот комплекс сопутствующих элементов служит одним из определяющих признаков при объединении широко распространенных на территории северной части Енисейского края полевошпатовых пород подобного типа в единую генетическую группу.

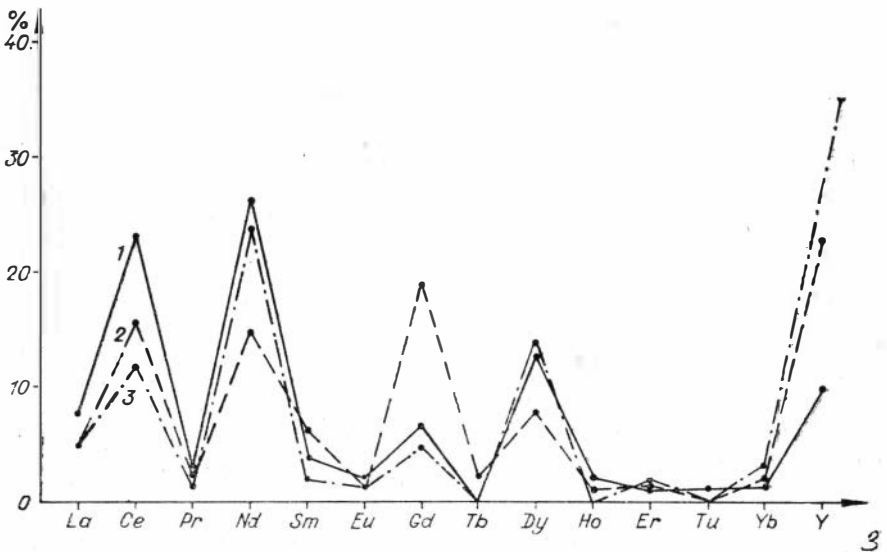


Рис. 38. Индивидуальный состав и содержание редкоземельных элементов и иттрия в торневых минералах кварц-полевошпатовых и альбит-серцит-хлоритовых метасоматитов.

1 — торнт из кварц-полевошпатовых пород; 2 — TR-Са-фосфорит из пород барит-кварц-полевошпатового состава; 3 — ферриторнт из альбит-серцит-хлоритовых метасоматитов.

Породы		Число проб	Содержание, %	Ge	Ag	Sb	Bi	Cd	As	Pb	Zn	Cu	Co	Ni	Ba	Sr	Be	Zr	Sn	Mo	Y	Yb	Ce			
Красноцветные				38	1-0,1																					
		0,1-0,01																								
		0,01-0,001																								
		< 0,001																								
Сероцветные (гидротермально измененные)	серицитизированные	45	1-0,1																							
			0,1-0,01																							
			0,01-0,001																							
			< 0,001																							
пиритизированные золотосыльные		40	1-0,1																							
			0,1-0,01																							
			0,01-0,001																							
			< 0,001																							
		12	1-0,1																							
			0,1-0,01																							
			0,01-0,001																							
			< 0,001																							

Рис. 39. Распределение элементов-примесей в гидротермально измененных осадочных породах лопатинской свиты. Усл. обозн. см. на рис. 36.

Серицит-карбонат-хлоритовые и альбит-серицит-хлоритовые метасоматиты, несущие сульфидную минерализацию, характеризуются концентрацией золота (40—50 мг/т) на порядок больше в сравнении с вмещающими кварц-полевошпатовыми и терригенными красноцветными породами. Торий-урановое отношение в них уменьшается до 1—4. В группе лантаноидов заметная роль принадлежит иттриевым землям и иттрию, а индивидуальный состав редких земель характеризуется максимумами на церии, неодиме, диспрозии, а также иттрии (рис. 40). Отношение суммы тяжелых лантаноидов и иттрия к сумме легких в сравнении с более ранними по времени формирования кварцполевошпатовыми метасоматитами здесь значительно выше.

Из других элементов-примесей наиболее характерны свинец, медь, никель, кобальт, висмут, мышьяк, барий, стронций, молибден, олово, ниобий, бериллий, фосфор.

Гидротермально измененные (серицитизированные, окварцованные и пиритизированные) породы в геохимическом отношении близки охарактеризованным выше метасоматитам. Для них также весьма характерны повышенные концентрации таких элементов, как барий, стронций, молибден, олово, редкие земли, иттрий, свинец, цинк, кобальт. В пиритизированных разностях, кроме того, определены германий, серебро, сурьма, висмут, мышьяк и кадмий (см. рис. 39). Индивидуальный состав редких земель весьма близок таковому альбит-серицит-хлоритовых метасоматитов, хотя устанавливается заметное обогащение их тяжелыми лантаноидами (максимумы на диспрозии, тулии, а также иттрии) как конечных продуктов гидротермально-метасоматических преобразований (рис. 40). Такие соотношения в составе редких земель в разных по составу метасоматитах и зонах гидротермального изменения пород устанавливают определенные черты сходства между ними, указывая тем самым на парагенетическую связь с единым процессом.

В сравнении с неизменными отложениями в гидротермально-метаморфизованных образованиях содержания урана почти в 2 раза выше, тория в 1,5 (табл. 47) и золота в 2—10 раз и более (табл. 48). Следовательно, гидротермальные изменения осадочных пород, проявляю-

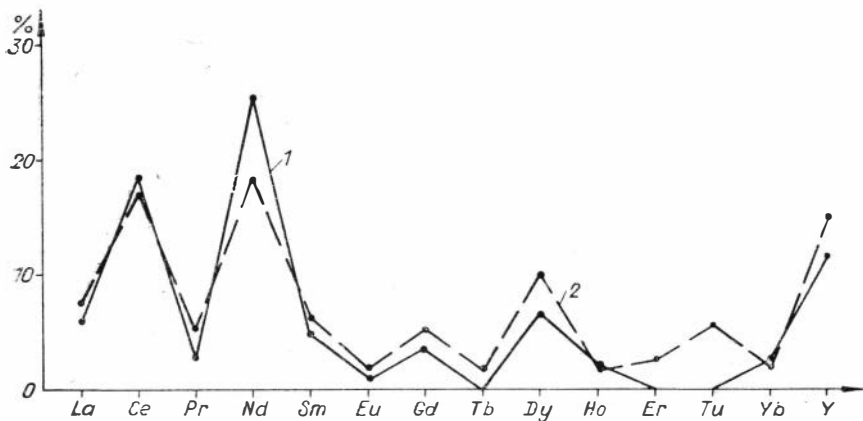


Рис. 40. Индивидуальный состав и содержание редкоземельных элементов и иттрия в альбит-серицит-хлоритовых метасоматитах (1) и серицитизированных и слабосульфидизированных гравелито-песчаниках (2) лопатинской свиты.

щиеся, в частности, их серицитизацией (повышение калия от 2,2 до 2,5%), сопровождаются относительной концентрацией ряда элементов, в том числе золота, урана и тория, а также увеличением дисперсии их распределения.

Весьма интересна зависимость золотоносности пород от степени их гидротермальной проработки. Среднее содержание золота в неизмененных красноцветных отложениях лопатинской свиты довольно низко—3,9 мг/т. В осветленных, преимущественно серицитизированных или, что реже, окварцованных их разностях оно примерно в 4 раза выше (15,5 мг/т). Грубообломочные отложения с пятнистым или прожилковым осветлением красноцветов характеризуются средним содержанием золота 6,8 мг/т, т. е. промежуточным по своему значению между таковым в измененных и неизмененных породах (см. табл. 48).

Из этой же таблицы видно, что среди измененных пород наиболее высокое (41,2 мг/т) среднее содержание золота показывают пиритизированные конгломераты и песчаники. В 18 пробах пиритизированных

Т а б л и ц а 48

**Золото в грубообломочных отложениях лопатинской свиты юго-восточной части Уволжского грабена**

Порода	Число проб	Среднее содержание, мг/т
Красноцветные конгломераты, гравелиты и песчаники	44	3,9
Гидротермально измененные (осветленные) грубообломочные отложения		
грубообломочные красноцветы с пятнистым или прожилковым осветлением	14	6,8
преимущественно серицитизированные или окварцованные	25	15,5
серицитизированные и пиритизированные	30	41,2
серицитизированные и пиритизированные с арсениопиритом, халькопиритом, иногда сфалеритом и галенитом	18	> 100,0

пород золота содержится более 100 мг/т. Повышенными кларками золота обладают три из них (1 г/т). Золотоносными являются гравелиты и мелкогалечные конгломераты, в которых наряду с пиритом отмечены другие сульфиды (арсенопирит, халькопирит и галенит). В остальном они почти не отличаются от других более распространенных пиритизированных литологических разностей.

По внешнему виду это довольно плотные породы зеленовато-серого цвета с существенно кварцевой галькой и редкими обломками сланцев и турмалина. Перекристаллизованный цемент их состоит из новообразований серицита, кварца, сульфидов и незначительной примеси анкерита, барита, хлорита. Содержание пирита достигает 10—15%. Большая часть его представлена кристаллами в форме пентагондодекаэдров, октаэдров или кубов с гранями октаэдра и пентагондодекаэдра. Подчиненное значение имеют мелкие неправильной формы зерна. Другие сульфиды присутствуют в количестве не более 0,5—1%. Спектральный полуколичественный анализ проб с повышенным содержанием золота показывает существенное отличие их от прочих пиритизированных разностей. Здесь в большинстве проб и в более высоких концентрациях присутствуют As, Cd, Bi, Sb, Ag, Pb, Co, Cu (см. рис. 39).

Исследование золотоносности пирита (табл. 49) показало, что содержание золота в измененных породах зависит от его концентрации в пирите (Ножкин, 1971). Самой низкой концентрацией золота обладает пирит из зон вкрапленников (первая разновидность), а самой высокой — пирит, ассоциирующий с другими сульфидами (третья разновидность). В последнем случае и сами пробы показывают повышенное содержание золота. Мелкозернистый пирит из зон более интенсивной пиритизации (вторая разновидность) содержит золота до 0,87 г/т, а развитые здесь же более крупные кристаллы пирита, возникшие в процессе перекристаллизации мелкозернистого агрегата, обнаруживают более низкие содержания золота, что связано с явлениями самоочистки в процессе перекристаллизации. Выделенные три разновидности

Т а б л и ц а 49

Золото в пирите

Разновидность пирита	Форма выделений	Номер пробы	Размер фракции, мм	Содержание золота, г/т
Первая	Пентагондодекаэдры	11-1	0,25—0,5	0,20
	Пентагондодекаэдры, реже неправильной формы зерна	11-с-5	0,25—0,5	0,16
	Зернистые агрегаты, реже пентагондодекаэдры	11-с-21а	0,25—0,5	0,87
Вторая	Пентагондодекаэдры		0,5—1,0 1,0	0,35 0,25
	Октаэдры, реже кубы, неправильной формы зерна	11-2а	0,1—0,25	0,75
	Пентагондодекаэдры, кубы с гранями октаэдра и пентагондодекаэдрами	11-с-2	0,1—0,25	0,98
Третья	Пентагондодекаэдры, неправильной формы зерна	11-с-10	0,25—0,5	> 1,00
	То же	11-с-38	0,25—0,5	1,12

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены методом нейтронной активизации, аналитик В. Л. Чесноков.

пирита различаются и по составу, и по содержанию элементов-примесей. В пиритах третьей разновидности (с наиболее высоким содержанием золота) повышено количество мышьяка (0,2—1%), присутствуют свинец (0,01), цинк (0,01), сурьма (0,002), висмут (0,0002) и серебро (0,0002%). В двух других его разновидностях эти элементы или не установлены, или отмечены в гораздо меньших количествах. Так, например, содержание мышьяка здесь не превышает 0,04%, свинца — 0,003, цинка — 0,001%.

Следовательно, относительно повышенная золотоносность пиритов и гидротермально измененных (серицитизированных и пиритизированных) конгломератов и песчаников свидетельствует о том, что геохимическая обстановка, в которой протекали процессы гидротермального метаморфизма, была благоприятной для переноса и отложения золота.

Важно и то, что золото встречено с наиболее поздними по времени образования сульфидами (галенитом, халькопиритом, арсенопиритом, пиритом в форме октаэдров и др.). Это говорит о сходстве данного типа минерализации с золотым оруденением в более древних филлитосланцевых толщах Енисейского края. Подтверждает это и присутствие золота в шлихах из аллювия ключа, пересекающего зону пиритизированных пород, а также в пробах-протолочках конгломератов и гравелитов в районе.

Зона пиритизированных пород занимает благоприятное геологоструктурное положение, поскольку она пространственно совпадает с глубинным разломом, проходящим вдоль границы сопряжения антиклинория хр. Карпинского, Кордо-Лебяжинского синклинория и Панниминского антиклинория. В зоне располагаются различные по составу метасоматиты и щелочные сиениты.

На юго-восточном продолжении зоны разлома находится Таловский грабен, в пределах которого также отмечены признаки гидротермального метаморфизма отложений чангасанской серии. При этом наиболее надежно выявляются они среди красноцветных пород лопатинской свиты, которые здесь тоже осветлены, имеют зеленовато-серую окраску, слабо серицитизированы, хлоритизированы и сульфидизированы. Сульфиды представлены пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом и молибденитом. Из 39 изученных проб-протолочек грубообломочных пород сульфиды установлены в 25. Спектрохимический и пробирный анализ измененных пород показал повышенные концентрации золота.

Повышенная золотоносность и незначительные проявления вкрапленной сульфидной минерализации (пирита, арсенопирита, халькопирита, галенита, сфалерита) в ассоциации с кварцем, хлоритом, баритом, анкеритом известны в нижних терригенных толщах лопатинской и карьерной свит в Дюбкошском грабене и Нойбинской грабен-синклинали.

Таким образом, приведенный материал показывает, что гидротермально-метаморфизованные образования в геохимическом отношении весьма существенно отличаются как от неизмененных осадочных пород, так и от контактово-метаморфизованных разностей. Эти отличия заключаются в составе и количественном содержании редких и радиоактивных элементов и в повышенной золотоносности, обусловленной сульфидной минерализацией. Для метасоматитов и зон гидротермально измененных пород наиболее характерны повышенные концентрации тория, редких земель, иттрия, бария, стронция, ниобия, молибдена — элементов, свойственных щелочным магмам, что существенно отличает их от пород, метаморфизм которых обусловлен гранитоидами.

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
РАЗНЫХ РАЙОНОВ ЗААНГАРЬЯ**

Определенный интерес представляют данные о содержании и распределении золота и РЭ в аналогичных по возрасту отложениях верхнего докембрия других районов Енисейского края и особенно сопоставление их с охарактеризованными уже породами чингасанской серии и немчанской свиты.

**Вороговская серия.** Золото и РЭ в отложениях серии определены в 55 пробах, отобранных в разрезе по р. Вороговка (табл. 50). Нижняя северореченская свита представлена преимущественно пестроцветными песчаниками, содержащими отдельные горизонты конгломератов и гравелитов. Формировались породы, судя по всему, в континентальных и прибрежно-морских мелководных условиях. По стратиграфическому положению в основании серии и общему облику пород данная свита кажется весьма схожей с нижней терригенной толщей лопатинской. Однако по содержанию золота и РЭ они существенно различаются. Отложения северореченской свиты характеризуются отчетливо пониженными концентрациями золота и РЭ и в этом отношении довольно близки к таковым сузоровской и немчанской свит. Примечательно, что характер распределения этих элементов аналогичен для пород чингасанской серии, содержания золота уменьшаются от конгломератов к песчаникам и алевролитам, а РЭ увеличиваются в этом же направлении (см. табл. 50).

Самые низкие значения урана (0,1% г/т), тория (1,3 г/т) и калия (0,3%) в зеленовато-серых кварцевых конгломератах и гравелитах с весьма незначительным содержанием кварц-хлорит-гидрослюдистого цемента. Красноцветные их разности отличаются слабо повышенными значениями РЭ (уран — 0,7 г/т, торий — 2,2 г/т, калий — 0,4%). Концентрации золота в этих породах сходны (2,5 и 2,7 мг/т). В песчаниках и алевролитах количество РЭ заметно возрастает (уран — 0,8 и 2,3 г/т, торий — 5 и 8,5 г/т, калий — 0,8 и 2,1%), а золота — снижается (до 1,8—0,6 мг/т), причем красно- и зеленоцветные породы в геохимическом отношении идентичны. Низкие содержания золота и РЭ в породах базальной пестроцветной формации вороговской серии, особенно в сравнении с отложениями красноцветной молассы чингасанской, обусловлены, видимо, как составом пород областей сноса, так и условиями транспортировки и аккумуляции обломочного материала.

Основным поставщиком продуктов выветривания, очевидно, были вулканогенно-осадочные толщи эвгеосинклинальной зоны байкалид западного обрамления платформы, отличающиеся низкой концентрацией РЭ и слабой золотоносностью. Естественно, что при этом не исключается привнос обломочного материала и из юго-западных районов края, особенно в эпоху формирования кварцевых конгломератов. Сравнительно хорошая окатанность и сортированность обломочного материала, незначительное содержание алеврито-глинистой составляющей в песчаниках и конгломератах, отсутствие в разрезе глинистых пород свидетельствуют о неоднократном перемыве осадков, в процессе которого происходили выщелачивание РЭ и особенно урана из обломков и концентрация их в породах других фациальных зон.

Что касается золота, то оно могло высвобождаться из золотоносных пород, в том числе и из жильного кварца, и концентрироваться на месте, в определенных горизонтах. В этой связи особый интерес для опробования на золото представляют хорошо отсортированные кварцевые конгломераты р. Вороговка (ниже р. Михеевой), повышенная золотоносность отдельных проб которых была показана Л. А. Ячевским (1903).



Золото и радиоактивные элементы в отложениях вороговской серии

Санта	Порода	Au, мг/т			U, г/т			Th, г/т		K, %	
		n	$\bar{X}$	R	n	$\bar{X}$	R	$\bar{X}$	R	$\bar{X}$	R
Сухореченская	Песчаники	7	0,5	0,5—0,6	7	1,8	0,9—2,0	6,7	4,1—8,3	12	0,7—1,7
	Известняки	2	0,4	0,4—0,5	2	1,0	0,8—1,3	1,6	1,4—1,7	0,3	0,2—0,5
	Известняки песчано-глинистые	3	0,4	0,4—0,5	3	1,2	0,8—1,0	2,2	1,4—3,1	0,8	0,5—1,1
	Среднее . . . .	12	0,5	—	12	1,5	—	4,9	—	1,0	—
Муллинская	Песчаники известковистые	4	1,2	0,8—1,8	4	2,2	1,2—3,5	3,7	1,3—7,7	0,8	0,4—1,4
	Алевролиты известковистые	1	1,2	—	1	5,1	—	17,0	—	2,8	—
	Известняки глинистые, мергели	6	0,8	0,4—1,6	6	1,7	1,2—3,5	1,6	1,2—2,4	0,4	0,2—0,5
	Известняки	2	0,5	0,4—0,5	2	1,9	1,5—2,3	4,2	Н. о.—8,5	1,0	Н. о.—2,1
	Туфы и туфогенные породы	5	0,3	0,3—0,3	5	2,1	1,3—2,7	0,4	Н. о.—0,9	0,1	Н. о.—0,3
	Среднее . . . .	18	0,7	—	18	2,1	—	2,9	—	0,6	—
Северореченская	Алевролиты	1	0,6	—	1	2,3	—	8,5	—	2,1	—
	Песчаники красноцветные	6	1,7	0,4—3,6	5	0,8	0,1—1,4	5,0	2,1—9,0	0,8	0,3—4,5
	Песчаники зеленоцветные	7	1,8	0,4—4,3	7	1,3	0,2—2,1	6,0	2,9—8,4	1,3	0,4—2,2
	Конгломераты и гравелиты красноцветные	5	2,5	1,2—4,5	6	0,3	0,2—1,8	2,2	0,7—4,3	0,4	0,1—0,9
	Конгломераты и гравелиты зеленоцветные	6	2,7	0,3—9,9	6	0,1	4,0—0,2	1,3	0,4—2,2	0,3	4,0—1,1
	Среднее . . . .	25	2,1	—	25	0,8	—	3,5	—	0,8	—

Средние значения элементов по свите составляют: золото — 2,1 мг/т, уран — 0,8 г/т, торий — 3,5 г/т, калий — 0,8 %.

В составе вышележащей мутнинской свиты преобладают известняки, в нижней части разреза флишеподобно чередующиеся с мергелями и известковистыми алевролитами и песчаниками, а в верхней — содержащие горизонты туфов среднего и основного состава. Содержание золота в известняках и туфах 0,3—0,5 мг/т, в мергелях — 0,8, а в алевролитах и песчаниках — 1,2 мг/т, среднее по свите — 0,7 мг/т, что заметно ниже в сравнении с пестроцветными породами северореченской свиты, но вполне сопоставимо с некоторыми существенно карбонатными комплексами чингасанской серии.

Концентрация РЭ определяется в основном количеством терригенной примеси в карбонатных породах. Количество тория и калия в них соответствует терригенно-карбонатным отложениям лопатинской и подъемской свит, а урана — немного выше. Характерно также, что среднее значение урана в породах этой свиты в 2,5 раза больше по сравнению с нижележащими отложениями (см. табл. 50), что обусловлено совместной концентрацией его с дисперсным терригенным материалом и органическим веществом.

Самая мощная сухореченская свита, составляющая основную часть разреза серии, сложена также в основном известняками и песчано-глинистыми их разностями, содержащими в нижней половине пласты песчаников. По содержанию золота известняки и песчаники не различаются: как в тех, так и других породах его значение (0,4—0,5 мг/т) весьма низко. Концентрация РЭ заметно увеличивается от известняков к песчано-глинистым известнякам и песчаникам и вполне соответствует подобным типам пород флишеидной толщи суктальминской свиты. По всем признакам, разрез сухореченской свиты представляет собой своеобразный, существенно карбонатный флиш, сформированный в морских относительно глубоководных условиях и характеризующийся низким содержанием глинистого и органического вещества и интересующих нас элементов.

Следовательно, в отложениях вороговской серии в целом несколько понижены концентрации золота и особенно РЭ, что обусловлено формированием на ранних этапах в основном грубообломочных пород в условиях неоднократного перемиыва в прибрежно-морской мелководной обстановке, а в последующем — преимущественно карбонатных осадков в условиях морских более глубоководных фаций. Накопление мощного терригенно-карбонатного разреза вороговской серии, судя по геолого-химическим данным, происходило в палеотектонической обстановке, несколько отличной от первой половины чингасанского времени более южных районов кряжа. Рельеф области сноса, видимо, был здесь относительно выровненным, а бассейн аккумуляции характеризовался устойчивым и довольно интенсивным прогибанием.

**Ослянская серия.** Радиогеохимическая характеристика пород ослянской и вышележащей тасевской серий, развитых в юго-восточной ангаро-питской части кряжа, приводится в основном по материалам опубликованных работ В. А. Злобина с соавторами (Злобин, Советов, 1975; Злобин, Куликов, Бобров, 1975). Кроме того, при составлении табл. 51 учтены данные Ф. П. Кренделева (1971).

В нижней ангарской свите чередуются аргиллиты, алевролиты и песчаники, а в нижней части разреза развиты горизонты конгломератовых железных руд. По данным гамма-спектрометрического анализа 138 проб (табл. 51), устанавливается, что минимальными концентрациями РЭ обладают кварцевые песчаники, особенно широко распространенные в восточных разрезах свиты и фациально замещающие рудные конгломераты. Последние характеризуются наиболее высокими (5,9 г/т) средними содержаниями урана, обычными (7,1 г/т) для этого типа пород

## Содержание радиоактивных элементов в отложениях осланской серии

Свита	Порода	Место отбора пробы	Число проб	X̄		
				U, г/т	Th, г/т	K, %
Дашкин- ская	Известняки: светло-серые темно-серые	Устье р. Удерей	2	0,2	0,3	0,1
		Р. Удерей, в 4 км ниже р. Ишимба	4	0,8	1,4	0,5
	песчано-глинистые Аргиллиты известковистые	Устье р. Удерей	1	0,9	3,4	2,6
		То же	2	2,6	11,8	3,8
	Среднее					
	Известняки		7	0,7	1,4	0,7
	Аргиллиты		2	2,6	11,2	3,8
Нижнеан- гарская	Высокоглиноземистые аргиллиты	Район Ишимбинского и Удоронского железорудных месторождений	9	4,5	17,5	1,6
			20	2,2	12,8	4,5
	Аргиллиты песчанистые		15	2,2	10,5	3,4
	Алевролиты глинистые		6	2,6	8,7	2,6
	Кварцевые песчаники		8	1,7	3,5	0,6
	Железные гематитовые обломочные руды		71	5,9	7,1	0,4
	Среднее					
	Аргиллиты и алевролиты		50	2,7	12,5	3,4
	Песчаники		8	1,7	3,5	0,6
	Конгломераты		71	5,9	7,1	0,4

содержаниями тория и заметно пониженными (0,4%) значениями калия.

Повышенные концентрации урана в железорудных конгломератах, выявленные по результатам анализа довольно большого (71) числа проб из разных горизонтов, обусловлены скорее всего процессами сорбции его соединений гидроокисными соединениями железа. Максимальные средние содержания тория (17,5 г/т) обнаружены в высокоглиноземистых аргиллитах. Среди других песчано-глинистых пород эти отложения выделяются также повышенным (4,5 мг/т) средним содержанием урана. Основная масса урана и тория в них, несомненно, связана с глинистым веществом — продуктом глубокого химического выветривания материнских пород; концентрация тория в глинистом веществе, по-видимому, унаследована, создана в конечную стадию выветривания, в процессе формирования зоны глинистых минералов. Радиохимическими исследованиями Г. Г. Шалминой (Шалмина и др., 1972) площадных кор выветривания на гранитоидах Урала, в частности, показано, что в зоне глинистых продуктов количество тория увеличивается в два раза по сравнению с исходными породами. При этом содержание подвижного тория, а также урана в глинистых минералах каолинитовой группы находится в прямой зависимости от количества в них кристаллизационной и адсорбционной воды. Обычные широко распространенные в разрезе свиты аргиллиты и алевролиты характеризуются средними содержаниями РЭ, наиболее часто встречающимися в подобного типа породах Енисейского края (Ножкин, Кренделев, Миронов, 1975), а также и других регионов (Смыслов, 1974).

Золото определено лишь в отдельных пробах по разрезу свиты, причем содержание его слабо изменяется в разных литологических типах пород. Среднее значение из 10 определений составляет 0,9 мг/т при разбросе от 0,4 до 1,4 мг/т.

По терригенно-карбонатным отложениям дашкинской свиты всего 8 определений РЭ, но они дают общее представление о радиоактивности этой толщи, так как охватывают главные, наиболее характерные типы пород. Содержания РЭ постепенно увеличиваются от светло-серых, чистых от посторонней примеси известняков к темно-серым и далее песчано-глинистым их разновидностям, а затем резко возрастают в известковистых аргиллитах. В наиболее распространенных темно-серых известняках урана содержится 0,8 г/т, тория — 1,4 г/т, калия — 0,5% (см. табл. 51).

По содержанию и распределению радиоэлементов терригенно-карбонатные отложения дашкинской свиты вполне сопоставимы с подобными литологическими комплексами вороговской (мутнинская и сухореченская свиты) и чингасанской (суктальминская, подъемская свиты) серий. Отличия заключаются в том, что в строении ритмично-слоистых толщ мутнинской, сухореченской и дашкинской свит ведущая роль принадлежит карбонатным породам, а в суктальминской и подъемской — карбонатно-терригенным, характеризующимся несколько повышенными концентрациями РЭ.

**Тасеевская серия** опробована на золото и РЭ в стратиграфически хорошо изученном разрезе, вскрытом скв. 70 в пределах Могдыгайской синклинали (Злобин, Советов, 1975). Красноцветные конгломераты, гравелиты и песчаники алешинской свиты по содержанию РЭ практически не различаются (табл. 52). Средние их значения в этих породах составляют: уран — 2,9—3,1 г/т, торий — 6,8—8,0 г/т и калий — 1,6—1,8%. По радиохимическим данным, грубообломочные породы вполне сопоставимы с отложениями нижнеангарской свиты, продукты выветривания которой она содержит, а также лопатинской, хотя для последней характерны более повышенные концентрации тория за счет широкого развития в ней обломочного материала гнейсов и гранито-гнейсов. В вышележащих алевролитах и аргиллитах содержания всех РЭ в 1,5—2 раза выше по сравнению с грубообломочными породами.

В чистяковской свите преобладают серо- и пестроцветные песчаники, аргиллиты и алевролиты, в них повышены концентрации урана, а также меди, серебра, свинца, которые строго стратиграфически приурочены к сероцветным пачкам, что свидетельствует о ведущей

Таблица 52

Содержание золота и радиоактивных элементов в отложениях тасеевской серии, мг/т

Свита	Порода	Au		n	$\bar{X}$		
		n	$\bar{X}$ , мг/т		U, г/т	Th, г/т	K, %
Редколесная Мошаконская	Песчаники	2	2,0	2	2,5	3,3	2,2
	»	2	5,5	2	2,5	3,3	1,1
Чистяковская	Аргиллиты алевритистые	3	4,0	1	4,0	12,4	3,3
	Глинистые доломиты	4	0,8	2	4,1	2,7	0,8
	Аргиллиты	2	1,2	2	10,6	16,9	5,1
	Песчаники медистые	6	1,8	6	5,8	6,0	3,2
Алешинская	Аргиллиты алевритистые	6	1,1	5	4,1	15,1	2,9
	Песчаники	1	1,0	1	3,1	6,6	1,6
	Гравелиты железистые	2	0,5	2	2,9	7,8	1,7
	Конгломераты с обломками железных руд	3	2,7	3	3,1	8,0	1,8
	Среднее:	4	0,8	2	4,1	2,7	0,8
	доломиты	11	2,0	9	5,5	14,9	3,8
	аргиллиты, алевролиты	11	2,4	11	4,4	5,1	2,5
	песчаники						
	конгломераты и гравелиты	5	1,8	5	3,0	7,9	1,7

роли хемогенного фактора в накоплении элементов и возможном участии в этом процессе органического вещества. Медистые полевошпат-кварцевые песчаники выделяются также повышенным содержанием калия за счет наличия в них обломков калиевого полевого шпата.

Нижние горизонты мошакской свиты, сложенные алевритистыми аргиллитами с прослоями доломитов, в радиогеохимическом отношении близки отложениям чистяковской. Аргиллиты содержат 4,0 г/т урана, 12,4 г/т тория и 3,3% калия. В средней части разреза свиты появляются горизонты кварцевых песчаников, существенно обедненные РЭ, которые в основном слагают вторую половину мошакской, а также редколесную свиты. Песчаники этих свит по урану и торию не различаются (см. табл. 49). Кварцевые конгломераты базальных горизонтов редколесной свиты не опробованы.

На двух стратиграфических уровнях тасеевской серии (в базальных конгломератах аleshинской и в мошакской свите) повышены концентрации (2,7—5,5 мг/т) золота, что в 2—4 раза выше его фоновых содержаний, свойственных породам других свит этой серии. Формирование кварцевых олигомиктовых песчаников и гравелитов на этих стратиграфических уровнях связано с развитием глубоко дифференцированных кор выветривания в пенепленизированных районах центральной части Енисейского кряжа, характеризующихся повышенной золотоносностью. В этой связи интересными на рудное золото могут оказаться конгломераты редколесной свиты, состоящие в основном из обломков жильного кварца (Злобин, Советов, 1975).

Сравнивая тасеевскую серию с вороговской и осянкой, нетрудно заметить, что, за исключением нижнеангарской свиты, отложения всех свит этих двух серий характеризуются более низкими средними значениями РЭ и особенно тория. Это обусловлено прежде всего преимущественным развитием в составе тасеевской серии терригенных отложений континентальных и прибрежно-морских фаций; что касается нижнеангарской свиты, обладающей сопоставимыми и с тасеевской сериями содержаниями РЭ, то она сформирована в прибрежно-дельтовой обстановке (Юдин, 1968), сходной с осадками тасеевской серии.

В радиогеохимическом отношении ближе всего к породам тасеевской серии стоят терригенные отложения чингасанской, которые накапливались в сходной обстановке с неустойчивым гидродинамическим и палеотектоническим режимом. Причем средние содержания урана в породах тасеевской серии, по предварительным данным, выше, чем в отложениях чингасанской. Правда, пока полной уверенности в этом нет, поскольку проанализировано небольшое число проб из этой серии.

Несомненно, наименьшие концентрации РЭ, видимо, как и золота, присущи осадочным породам вороговской серии, что наряду с общегеологическими признаками говорит о существовании другого источника сноса терригенного материала для области аккумуляции осадков Вороговского прогиба.

Действительно, для чингасанской, осянкой и тасеевской серий определено установлено, что главным источником обломочного материала служили гранито-гнейсы и метаморфизованные толщи рифея центральной антиклинорной зоны кряжа. Пространственное положение Вороговского прогиба и распределение в нем фаций таковы, что они заставляют искать другие области сноса терригенного материала в более северных районах, в том числе и за пределами современных контуров кряжа.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование отложений верхнего докембрия северной части Енисейского кряжа позволило установить наиболее характерные особенности их строения, состава и условий формирования, а также выявить главные факторы, влияющие на концентрацию и распределение золота и РЭ в полифациальных орогенных образованиях.

1. В предчингасанское время, примерно 850 млн. лет назад, геосинклинальный режим на кряже повсеместно сменился орогенным, продолжавшимся около 200 млн. лет, с которым связано значительное усиление тектонической дифференциации региона и, в частности, заложение по его периферии краевых впадин и прогибов. В верхнем рифее — венде эти структуры были выполнены мощной трансгрессивно-регрессивной серией отложений, нижняя часть разреза которой представлена красноцветной молассой, сероцветным песчаниково-аргиллитовым и флишoidalным литологическими комплексами, а верхняя, регрессивная — карбонатными и красноцветными терригенными осадками.

В северо-восточных районах кряжа разрез осадочных толщ трансгрессивного цикла (чингасанская серия) имеет трансгрессивно-регрессивное строение, поскольку континентальные накопления сменяются лагунно-континентальными (лопатинская свита), затем прибрежно-морскими (карьерная) и морскими (суктальминская) и выше снова прибрежно-морскими и лагунно-континентальными отложениями (суворовская и подьемская свиты). Общий трансгрессивный характер этой серии устанавливается на том основании, что каждая вышележащая свита имеет более широкое площадное распространение и с конгломератами в основании лежит на метаморфических образованиях докембрия.

Вышележащий регрессивный цикл осадков (немчанская свита или серия) отличается регрессивно-трансгрессивным характером разреза. Красноцветные песчаники и алевролиты прибрежно-морского типа сменяются континентальными гравелитами и конгломератами, а потом морскими осадками. В процессе накопления верхних свит чингасанской серии и отложений немчанской свиты прогиб постепенно смещался на восток и в конце венда он оказался почти весь на Сибирской платформе. Именно в этом наиболее отчетливо проявляется регрессивность немчанского цикла осадконакопления.

2. В составе верхнерифейского — вендского комплекса отложений широко представлены разнообразные по вещественному составу осадочные породы, подразделяемые на полиминеральные терригенные (обломочные и глинистые), карбонатные и седиментационно-диагенетические. В изученных разрезах преобладают терригенные образования, на долю карбонатных и смешанных пород приходится не более 20% общего объема.

Среди терригенных отложений явно доминируют песчаники. Они характеризуются неоднородным гранулометрическим составом, пример-

но средней окатанностью слагающих их обломков и в большинстве своем высокой степенью минералогической зрелости. Основными поставщиками обломочного материала служили метаморфические толщи рифея и гранитоиды центральной части Енисейского кряжа. Формирование отложений происходило преимущественно в условиях интенсивного химического выветривания пород области сноса, о чем свидетельствуют ассоциации устойчивых минералов тяжелой фракции осадков. Карбонатные породы представлены тремя основными генетическими группами: хемогенными, биохемогенными известняками и доломитами и смешанными терригенно-карбонатными отложениями. Среди седиментационно-диагенетических образований наиболее распространены кремнистые, карбонатные (сидеритовые) и сульфидные.

Совокупность первично-осадочных признаков пород (слоистость, знаки ряби, следы размыва, трещины усыхания), их состав и строение толщ свидетельствуют о полифациальности отложений комплекса, объединяющего в своем составе континентальные, лагунно-континентальные, прибрежно-морские и морские образования.

3. Изучение характера и последовательности минерального и структурного преобразования отложений позволило установить, что породы подвергались процессам диагенетического, ранне- и поздне-эпигенетического изменения. Гидротермальный метаморфизм проявился только в наиболее подвижной зоне разломов, в пределах которой располагаются грабены и грабен-синклинали, выполненные рассматриваемыми отложениями. Среди гидротермальных образований выделяются два наиболее распространенных типа: полевошпатовые и кварц-полевошпатовые метасоматиты и гидротермально измененные (серицитизированные, окварцованные и пиритизированные) терригенные породы, несущие редкометальную и сульфидную с золотом минерализацию. Проявления гидротермального метаморфизма обусловлены нижнепалеозойской эпохой тектоно-магматической активизации региона, ознаменовавшейся общим режимом поднятий, формированием субщелочных и щелочных интрузий гранитоидного ряда и гидротермальной минерализации.

4. Исследование распределения золота в карбонатно-терригенном комплексе отложений верхнего рифея — венда северо-восточной части Енисейского кряжа показало, что максимальные средние содержания этого элемента с весьма неравномерным распределением устанавливаются в базальных горизонтах комплекса, представленных в основном грубообломочными красноцветными отложениями, сформированными после длительного континентального перерыва в осадконакоплении.

Содержание золота в них в 3—5 раз и более превышает кларк, принятый для осадочных пород А. П. Виноградовым. В породах вышележащих толщ среднее содержание золота изменяется в пределах 1—1,5 мг/т, т. е. примерно соответствует кларковому значению. Исключение представляют горизонты глинисто-железистых и битуминозных карбонатных пород, а также железистых аргиллитов, содержащих в среднем от 1,5 до 4 мг/т золота.

В распределении золота в фациальном профиле терригенных отложений выявлена отчетливая закономерность снижения его концентраций от континентальных к лагунно-континентальным и прибрежно-морским осадкам. В отложениях более глубоководных морских фаций содержание золота в песчаниках уменьшается, а в алевrolитах и аргиллитах слабо увеличивается. В этом же направлении уменьшается неравномерность распределения благородного металла и сокращается количественная доля золота в тяжелой фракции пород. В ряду карбонатных пород, независимо от их фациальной принадлежности, наименьшими концентрациями элемента обладают чистые от механической примеси хемогенные и биохемогенные известняки и доломиты, а наибольшими — глинисто-железистые и битуминозные их разности. Низкие (0,3—0,6 мг/т) содер-

жания золота в чистых известняках и доломитах свидетельствуют об инертности его в хемогенном процессе в обычных условиях.

Выявленные тенденции в распределении золота в осадочных породах и, в частности, повышенные содержания в грубообломочных и алевропелитовых образованиях, в осадках, обогащенных органическим веществом и гидроокислами железа, свидетельствуют о двух процессах концентрирования благородного металла: механическом и хемогенном. При этом механизм хемогенного концентрирования имеет, видимо, двойственную природу. С одной стороны, это осаждение коллоидного золота с гидроокислами железа и сорбция его на мицеллах глинистых минералов, а с другой — осаждение растворенного золота в восстановительных условиях и сорбция его органическим веществом.

В грубообломочных породах золото обломочного происхождения, а в хемогенных и битуминозных карбонатных породах — хемогенного. Во всех остальных литогенетических типах пород в концентрации золота участвуют оба процесса. В связи с тем, что в рассмотренных типах пород средние содержания золота закономерно уменьшаются от конгломератов к песчаникам, алевролитам и аргиллитам, можно считать, что процессы механического концентрирования при формировании терригенных пород данного полифациального комплекса имели доминирующее значение.

5. Распределение всех радиоактивных элементов в породах комплекса зависит от цикличности осадконакопления. Повышенные средние содержания элементов фиксируются в нижней лопатинской свите, в вышележащей карьерной они заметно снижаются, затем снова возрастают во флишоидах суктальминской свиты и т. д. Максимальные концентрации РЭ приурочены к отложениям, образованным после длительного континентального перерыва (лопатинская свита) и в период максимальной трансгрессии моря (суктальминская свита), а минимальные — к отложениям, сформированным в условиях регрессирующего моря (суворовская и подъемская свиты). В связи с общим трансгрессивно-регрессивным строением разреза орогенного комплекса средние содержания РЭ и торий-урановые отношения закономерно уменьшаются от нижних к верхним толщам.

Геохимическая судьба каждого из трех элементов теснейшим образом связана с фациальной обстановкой осадконакопления. Максимальными концентрациями РЭ обладают породы континентальных и морских относительно глубоководных фаций, а минимальными — лагунно-континентальных и прибрежно-морских. В породах континентальных фаций наблюдаются близкие средние содержания урана, тория и калия в разных по гранулометрическому составу породах, обусловленные слабой дифференциацией продуктов выветривания. Напротив, в морских терригенных фациях обнаруживается устойчивое нарастание концентраций РЭ от песчаников к алевролитам и аргиллитам, связанное с увеличением глинистости пород и содержанием в них органического вещества.

Анализ распределения урана и тория в псаммитовых отложениях разных фациальных зон свидетельствует о близости процессов их концентрирования. Это подтверждается совпадением кривых средних содержаний урана и тория в песчаниках разных фаций, увеличением среднего валового содержания радиоэлементов в цементирующей их глинисто-слюдистой массе в направлении к морским глубоководным фациям и соответствующим уменьшением в этом же направлении доли этих элементов, приходящейся на акцессорные минералы.

Различные пути миграции РЭ наиболее отчетливы в прибрежно-морской фациальной зоне. Терригенные отложения здесь резко обеднены калием, который в составе глинистых частиц выносится в спокойноводные области бассейна, и ураном, поскольку процессы сорбции проявлены слабо. Повышенные содержания тория связаны с осаждением



взвешенного материала, содержащего диспергированный обломочный материал и акцессорные минералы. Низкие концентрации всех РЭ отмечаются в морских крайне мелководных красноцветных отложениях, сформированных в условиях интенсивного химического выветривания и высоких значений окислительно-восстановительного потенциала и характеризующихся хорошей сортированностью терригенного материала и незначительным содержанием пелитового и органического вещества.

В ряду терригенных образований и карбонатных пород с высоким содержанием нерастворимого остатка основной вклад в баланс общей радиоактивности вносит торий, в то время как в чистых доломитах и известняках — уран. Повышенные содержания тория в карбонатных породах преимущественно связаны с нерастворимым остатком этих пород.

6. Анализ пар отношений золота и индивидуальных РЭ показывает, что карбонатные и терригенно-карбонатные литологические комплексы в сравнении с терригенными обладают заметно повышенными значениями  $Au/U$ ,  $Au/Th$ ,  $Au/K$ . Это говорит о том, что в условиях карбонатонакопления золото охотнее концентрируется в осадках, чем РЭ. В терригенных литологических комплексах  $Au/U$  уменьшается от континентальных к морским, указывая на более высокий градиент накопления урана в сравнении с золотом в морских отложениях.

В процессе диагенетического преобразования осадков золото и уран в определенных физико-химических условиях обнаруживают тенденцию к перераспределению. Наибольшей подвижностью они обладают в карбонатной среде, мигрируя и соосаждаясь с коллоидным кремнеземом, причем золото накапливается во внутренней, а уран — в наружной зоне кремниевых конкреций. Кроме того, золото концентрируется в сульфидных конкрециях, что обусловлено, очевидно, соосаждением его с коллоидом гидротроилита.

Весьма существенные перераспределения элементов в осадочных породах вызваны гидротермальным процессом, проявившимся в нижних толщах комплекса центральной зоны кряжа. Гидротермальный метаморфизм послужил причиной особой геохимической специализации измененных осадочных пород, проявившейся в составе и в количественном содержании редких, радиоактивных элементов и золота. Для новообразованных метасоматитов и зон гидротермально измененных пород характерны повышенные концентрации тория, редких земель, иттрия, бария, стронция, ниобия, молибдена — элементов, свойственных щелочным гранитоидным магмам, что существенно отличает их от обычных неизмененных отложений.

Сравнение чингасанской серии с вороговской, ослянской и тасеевской показало, что в радиогеохимическом отношении ближе всего к породам чингасанской серии стоят отложения тасеевской, сформированные примерно в такой же обстановке. Наименьшие концентрации РЭ, так же, видимо, как и золота, присущи породам вороговской серии, что вместе с общегеологическими данными свидетельствует о существовании другого источника сноса терригенного материала для области накопления осадков Вороговского прогиба.

## ЛИТЕРАТУРА

**Анатольева А. И.** Некоторые черты морфологии поверхностей напластования в красноцветных формациях юга Сибири.— В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М., «Наука», 1969, с. 98—112.

**Анатольева А. И.** Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, «Наука», 1972. 324 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 190).

**Аношин Г. Н.** О тиосульфатной гипотезе переноса золота гидротермальными растворами.— В кн.: Материалы конф. молодых ученых и аспирантов ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1967, с. 43—44.

**Аношин Г. Н., Емельянов Е. М., Пережогин Г. А.** Золото в современных осадках северной части бассейна Атлантического океана.— «Геохимия», 1969, № 9, с. 1120—1129.

**Баранов В. И., Ду Ле-тянь, Коробков В. И.** К геохимии урана и тория в гранитоидных породах Кызылтауского массива (Центральный Казахстан).— «Геохимия», 1962, № 5, с. 411—419.

**Баранов В. И., Морозова И. Г., Акимова Т. Г., Орлова А. В.** Естественные радиоэлементы в поверхностных и почвенно-грунтовых водах.— «Геохимия», 1968, № 3, с. 3—341.

**Баранов В. И., Ронов А. Б., Кунашева Г. К.** К геохимии рассеянного тория и урана в глинах и карбонатных породах Русской платформы.— «Геохимия», 1956, № 3, с. 3—7.

**Баранов В. И., Тлеубергенова Г.** Применение метода микрорадиографии с использованием жидких эмульсий для изучения содержания и распределения радиоэлементов в горных породах.— «Геохимия», 1956, № 2, с. 62—67.

**Белоглазов К. Ф., Усатая Е. С.** Поглощение золота из коллоидных растворов различными природными минералами.— «Тр. ЦНИГРИ. Общая геол.», 1938, сб. 3, с. 63—66.

**Белостоцкий И. И.** Наблюдения над знаками рьяби.— «Изв. Всес. географ. об-ва», 1940, т. 72, вып. 2, с. 225—238.

**Бергман И. А., Тугаринов А. И.** Уран в породах криворожской серии (Кривбасс).— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. (Тезисы). Ч. II. Новосибирск, 1972, с. 53—55.

**Беус А. А., Григорян С. В., Ойзерман М. Т., Чолакян П. Г., Стояновский А. А.** Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М., «Недра», 1965. 120 с.

**Бобров В. А., Гофман А. М.** Лабораторный гамма-спектрометрический анализ естественных радиоактивных элементов. Новосибирск, 1971. 67 с.

**Бобров В. А., Кренделев Ф. П.** Общая радиоактивность гранитоидных массивов Енисейского кряжа и некоторые вопросы методики.— В кн.: Ядерно-геофизические методы. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 371—381.

**Богданович К. И.** Золото.— В кн.: Естественные производительные силы России, т. IV. Полезные ископаемые. Пг., 1918, с. 1—61.

**Ботвинкина Л. Н.** Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. 542 с.

**Ботвинкина Л. Н.** Методическое руководство по изучению слоистости. М., «Наука», 1965. 259 с.

**Бурксер Е. С., Корниенко Т. Г., Ушакова А. М., Файбишенко И. Я.** Возможные пути миграции тория в условиях гипергенеза.— «Укр. хим. ж.», 1959, т. 25, № 3, с. 334—336.

**Бутаков Е. П., Карпинский Р. Б., Усталов В. В.** Венд Тейско-Чапского района (Енисейский кряж).— «Геол. и геофиз.», 1975, № 8, с. 67—77.

**Вассоевич Н. Б.** Флиш и методика его изучения. Л.— М., Гостоптехиздат, 1948.

**Вассоевич Н. Б.** Условия образования флиша. Л.— М., Гостоптехиздат, 1951. 240 с.

**Вассоевич Н. Б.** О некоторых флишевых текстурах (знаках).— «Труды Львовск. геол. об-ва. Серия геол.», 1953, вып. 3, с. 17—85.

**Вернадский В. И.** Избранные сочинения, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954. 696 с.

**Виноградов А. П.** Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— «Геохимия», 1956, № 1, с. 6—52.

**Виноградов А. П.** Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1957. 238 с.

**Виноградов А. П.** Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

**Виноградов А. П., Тугаринов А. И.** Геохронологическая шкала докембрия.— В кн.:

Тр. XV сессии ком. по опред. абсолют. возраста геол. формаций. М., «Наука», 1970, с. 25—37.

**Волкова И. Б.** О карбонатных конкрециях в угольных пластах Канско-Ачинского бассейна.— «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 1, с. 33—41.

**Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Стрижов В. П.** К геохронологии формаций орогенного комплекса байкалид Енисейского кряжа.— В кн.: Определение абсолютного возраста рудных местор. М., 1973, с. 15—16.

**Волобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И., Ступникова Н. И.** Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным.— В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Недра», 1964, с. 3—58.

**Вотях О. А.** Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., «Наука», 1968. 138 с.

**Гавриленко В. А.** Верхний рифей северо-восточной части Енисейского кряжа.— «Сов. геология», 1972, № 11, с. 130—132.

**Гавриленко В. А.** Текстурные особенности и условия формирования отложений чингасанской серии Енисейского кряжа.— «Литол. и полезн. ископ.», 1973, № 3, с. 102—117.

**Гавриленко В. А., Ножкин А. Д.** Золото в верхнерифейском полифациальном комплексе Енисейского кряжа.— В кн.: Геохимия золота. Ч. II. Владивосток, 1974, с. 86—88.

**Гавриленко В. А., Ножкин А. Д., Степин А. С.** Золото и радиоактивные элементы в песчано-глинистом флише чингасанской серии (Енисейский кряж).— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. (Тезисы). Ч. I. Новосибирск, 1972, с. 32—33.

**Гавриленко В. А., Ножкин А. Д., Шипицин В. А.** О возрасте отложений чингасанской серии Енисейского кряжа.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 6, с. 1387—1389.

**Гавшин В. М.** Некоторые условия концентрации урана природными сорбентами в процессе литогенеза.— В кн.: Геохимия и минералогия радиоактивных элементов Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 5—16.

**Гавшин В. М., Бобров В. А., Пяллинг А. О., Резников Н. В.** Два типа сорбционного накопления урана в осадочных породах.— «Геохимия», 1973, № 6, с. 887—896.

**Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М., Полевая М. И., Семихатов М. А.** Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей, венд).— В кн.: Труды XII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., «Наука», 1964, с. 431—455.

**Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления:** Л., «Наука», 1968. 332 с.

**Герлинг Э. К., Артемов Ю. М.** Абсолютная геохронология южных и центральных районов Енисейского кряжа.— «Геохимия», 1964, с. 610—622.

**Глейзер Л. М.** К распределению золота в отложениях нижнего палеозоя Пскемского хребта (Тянь-Шань).— В кн.: Новые данные по геол., минерал. и геохим. рудных районов Узбекистана. Ташкент. «ФАН», 1970, с. 206—207.

**Голева Г. А., Кривенко В. А., Гудзь З. Г.** Геохимические закономерности распределения и формы миграции золота в природных водах.— «Геохимия», 1970, № 6, с. 744—757.

**Готтих Р. П.** Закономерности распределения урана в древних бассейнах седиментации и связь его с различными компонентами осадка.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах (Тезисы). Ч. I. Новосибирск, 1972, с. 10—11.

**Грбовников В. А., Самсонова Л. М.** Влияние формы нахождения урана в растворах на сорбцию его природными минеральными образованиями.— «Геохимия», 1968, № 10, с. 1250—1259.

**Григорьев В. Н.** О характере нижнекембрийского флиша северо-восточной окраины Енисейского кряжа.— «Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1956, т. 31, вып. 4, с. 55—64.

**Григорьев В. Н., Репина Л. Н.** Стратиграфия кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 7, с. 17—24.

**Григорьев В. Н., Семихатов М. А.** Стратиграфия и геологическая история нижнего кембрия северной части Енисейского кряжа.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1958, № 11, с. 44—58.

**Григорьев В. Н., Семихатов М. А.** К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1958, № 11, с. 44—58.

**Григорьев В. Н., Семихатов М. А.** Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1961, № 1, с. 30—45.

**Григорьев В. Н.** Осадочные формации нижнекембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. Автореф. канд. дис. М., 1963. 25 с.

**Григорьев К. А.** О некоторых особенностях формирования кларковых концентраций урана в осадочных породах.— «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1972, т. 188, вып. 111.

**Григорьев К. А., Козырев В. И.** и др. Уран и некоторые другие элементы в красноцветных палеозойских отложениях северного Тянь-Шаня.— В кн.: Материалы о содержании и распределении радиоактивных элементов в горных породах. Л., 1963, с. 141—148. (Труды ВСЕГЕИ, т. 95).

**Гроссгейм В. А.** О значении и методике изучения гниероглифов (на материале Кавказского флиша).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1946, № 2, с. 111—120.

**Гросегейм В. А.** Опыт создания терминологии для морфологического описания гнероглифов.— «Геол. сб. ВНИГРИ», 1955, вып. 3(6), с. 314—325.

**Гудошников В. В., Салтыков В. Ф., Ваньшин Ю. В.** Распределение урана в мезозойских и кайнозойских отложениях Орского Урала.— В кн.: Геохимический сборник, вып. 5. Изд. Саратов. гос. ун-та, 1971, с. 5—78.

**Гурьев А. Г., Ковригина Е. К., Подгорная Н. С.** Позднегеосинклинальные прогибы байкалид Енисейского кряжа.— В кн.: Совещание по проблеме «Прогибы». (Тезисы докладов). Л., Изд. НИИГА, 1966, с. 50—53.

**Денисова Т. А.** Тектурные особенности пород и условия образования добротовской свиты нижнего миоцена Предкарпатья. М., «Наука», 1970. 134 с.

**Докембрийская** тектоника Сибири. Новосибирск, «Наука» 1964. 124 с.

**Долгинов Е. А., Пославская И. А.** К вопросу об объеме и геотектонических условиях формирования вендского комплекса на западном склоне Енисейского кряжа.— В кн.: Вопросы геологии Красноярского края. М., Изд-во МГУ, 1964, с. 64—74.

**Евсеева Л. С., Перельман А. И., Иванов К. Е.** Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Атомиздат, 1974. 280 с.

**Журавлева З. А., Крылов И. Н., Постельников Е. С.** О стратиграфии и органических остатках дашкинской свиты осланской серии (верхний докембрий Енисейского кряжа).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 7, с. 125—130.

**Журавлева З. А.** Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. М., «Наука», 1964. 75 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 114).

**Забродин В. Е.** Микрофитолиты рифея Урала и Шпицбергена. Автореф. канд. дис. М., 1967. 25 с.

**Заварзин Л. Г., Чернышева Н. Е.** Новые данные о кембрии Енисейского кряжа.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 3, с. 148—151.

**Зайцева Л. Л., Фигуровский Н. А.** Исследование явлений радиоактивности в до-революционной России. М., Изд-во АН СССР, 1961. 223 с.

**Звягинцев О. Е.** Геохимия золота. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941. 114 с.

**Злобин В. А., Захарова З. Б., Малясова З. В.** Геохимия урана и тория в хлоритидных сланцах Енисейского кряжа.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. (Тезисы). Ч. I. Новосибирск, 1972, с. 181—182.

**Злобин В. А., Куликов А. А., Бобров В. А.** Закономерности распределения радиоактивных элементов в докембрийских отложениях заангарской части Енисейского кряжа.— В кн.: Радиоакт. элем. в горн. породах. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 198—203.

**Злобин В. А., Советов Ю. К.** Медь, золото и радиоактивные элементы в отложениях тасеевской серии центральной части Енисейского кряжа.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 8, с. 147—152.

**Иванов В. А.** Распределение радиоактивных элементов в породах осадочных и интрузивных формаций Башлакского хребта (Горный Алтай) по данным полевой гамма-спектрометрии.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. (Тезисы). Ч. II. Новосибирск, 1972, с. 70—71.

**Ивсенен Ю. П.** Месторождения типа золотоносных конгломератов и перспективы их выявления на территории СССР.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. Изд-во АН СССР, 1963, с. 356—380.

**Ивсенен Ю. П., Левин В. И., Нужнов С. В.** Формационные типы древних золотоносных россыпей и методы их поисков. М., «Наука», 1969. 208 с.

**Ильинский Ю. В., Кудрявцев В. Е.** Торий-урановое отношение как возможный показатель условий образования осадков (на примере пестроцветных отложений тибетского яруса Северо-Минусинской впадины.— «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1968, т. 142, вып. III, с. 126—130.

**Ицков А. И.** Строение и условия образования позднекембрийского орогенного комплекса Енисейского кряжа. Автореф. канд. дис. М., 1970. 20 с.

**Казакон Г. А., Кнорре К. Г., Стрижков В. П.** Абсолютный возраст докембрийских осадочных толщ западного обрамления Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское и Чадобецкое поднятия).— В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматич. циклов и этапов оруден. по данным 1964 г. М., «Наука», 1966, с. 312—316.

**Казанский Ю. П.** Состав и происхождение известняков дашкинской свиты (Енисейский кряж).— «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 3, с. 114—121.

**Казанский Ю. П.** Особенности вторичных преобразований в терригенно-карбонатных породах верхнего докембрия юго-восточной части Енисейского кряжа.— В кн.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М., «Наука», 1967, с. 180—205.

**Казанский Ю. П.** Выветривание и его роль в осадконакоплении. М., «Наука», 1969. 125 с.

**Карпинский Р. Б., Карпинская Н. И., Немировская В. Н.** Нижний кембрий (лебяжнинская свита) северной части Енисейского кряжа.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 3, с. 130—133.

**Келлер Б. М., Семихатов М. А., Чумаков Н. М.** Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления.— В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск. Красноярское кн. изд-во. 1967, с. 247—291.

**Келлер Б. М., Семихатов М. А.** Опорные разрезы рифея материков.— В кн.: Стратиграфия и палеонтология. М., ВИНТИ, 1968, с. 5—108.

**Кирилов В. П.** Экспериментальное изучение возможности образования золотосодержащего дисульфида железа в условиях нормальной температуры и атмосферного давления.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 14, с. 941—943.

**Кириченко Г. И.** Стратиграфия докембрия западной и южной окраины Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское поднятие, северное предгорье Восточного Саяна).— В кн.: Тезисы докл. на Межведомст. совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М., 1956, с. 16—17.

**Кириченко Г. И.** Взаимоотношения синийских и кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы.— В кн.: Межвед. совещ. по разработке униф. стратиграфических схем Сибири. Докембрий. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 93—98.

**Кириченко Г. И.** Енисейский кряж и Туруханское поднятие.— В кн. Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 102—108.

**Кириченко Г. И.** Енисейский кряж.— В кн.: Стратиграфия СССР, Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 96—100.

**Кириченко Г. И.** Тектоника Енисейского кряжа.— В кн.: Тектоника Сибири, т. II. Тектоника Красноярского края. Новосибирск, РИО СО АН СССР, 1963, с. 65—83.

**Кириченко Г. И.** Поздне- и послегеосинклинальные прогибы Енисейского кряжа и смежных областей байкалид.— «Сов. геология», 1965, № 7, с. 18—35.

**Кириченко Г. И.** Стратиграфия докембрия Западной окраины Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Недра», 1967, с. 3—48.

**Ковалев В. А.** К геохимии тория в зоне гипергенеза.— «Докл. АН БССР», 1962, т. 6, № 6, с. 379—382.

**Коккозев И. К.** Свинцово-цинковое проявление гидротермального типа на севере Енисейского кряжа.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 6. Красноярск, Красноярское кн. изд-во, 1969, с. 93—97.

**Комов И. Л.** Новые данные по стратиграфии отложений тасеевской серии синия и нижнего кембрия в центральной части Енисейского кряжа.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 3. 1962, с. 241—243.

**Копелювич А. В.** Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965. 312 с. (Труды ГИН, вып. 121).

**Королев Д. Ф., Мигуга А. К.** О распределении урана в песчанниках.— «Геол. рудных месторождений», 1961, № 6, с. 7—78.

**Коротаява И. Я.** Геохимия золота в мезозойских континентальных отложениях Ундино-Донинской депрессии (Восточное Забайкалье).— «Ежегодник по работам 1970 г. Ин-т геохимии СО АН СССР», Иркутск, 1971, с. 294—299.

**Коротаява И. Я., Поликарпочкин В. В.** Содержание золота в осадочных породах района Нерчинского завода (Вост. Забайкалье).— «Геохимия», 1968, № 11, с. 68—78.

**Коссовская А. Г.** Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М., Изд-во АН СССР, 1962. 206 с.

**Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д.** О стадиях формирования и изменения терригенных пород.— «Докл. АН СССР», 1957, т. 116, № 2, с. 293—296.

**Коссовская А. Г., Шутов В. Д.** Характер и распределение минеральных преобразований в разрезе мезозойских отложений Западного Верхоянья.— «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», 1956, вып. 5, с. 135—168.

**Котельников Д. Д., Солодкова Н. А.** Постседиментационное преобразование глинистых минералов в позднекембрийских отложениях бассейнов рек Тен и Чапы (Енисейского кряжа).— «Геол. и разв.», 1971, № 5, с. 34—44.

**Котельников Д. Д., Солодкова Н. А.** Условия накопления позднекембрийских отложений бассейнов рек Тен и Чапы (Енисейский кряж).— «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 1, с. 688—691.

**Кочнев А. В., Батулин Г. Н., Шимкус К. М., Ковалева С. А., Емельянов Е. М.** Уран и органический углерод в осадках Черного и Средиземного морей.— «Геохимия», 1965, № 3, с. 302—313.

**Кочкин Г. Б.** Некоторые геохимические особенности докембрийских вулканических отложений севера Енисейского кряжа.— «Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.» 1968, т. 142, вып. 5.

**Краускопф К.** Осадочные месторождения редких металлов.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1958, с. 375—418.

**Кренделев Ф. П.** Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа. М., 1971. 376 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 106).

**Кренделев Ф. П., Бобров В. А.** Кларковые содержания урана, тория и калия в корках выветривания кислых изверженных и метаморфических пород Енисейского кряжа.— В кн.: Геохимия и минерал. радиоакт. элем. Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970.

**Кренделев Ф. П., Журавлев Р. С.** Некоторые новые данные по вопросу о генезисе тиллитов на севере Енисейского кряжа.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 4, с. 88—95.

**Кренделев Ф. П., Злобин В. А.** Колчеданное оруденение в докембрийских конгломератах Енисейского кряжа.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 6, с. 1428—1431.

**Кренделев Ф. П., Злобин В. А., Ножкин А. Д., Бобров В. А.** Естественные радиоактивные элементы (U, Th, K) в кремнисто-глинистых и карбонатно-глинистых породах докембрия Енисейского кряжа и поведение их в процессе метаморфизма.— В кн.: Тезисы докладов международного геохимического конгресса. т. II. М., 1971, с. 477—478.

**Кренделев Ф. П.** Перспективы поисков древних металлоносных конгломератов в Сибири.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 3, с. 3—24.

- Кренделев Ф. П., Ножкин А. Д.** О послекембрийском магматизме в Енисейском кряже.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 9, с. 42—54.
- Кроль О. Ф., Гуркина Т. В.** К геохимии тория.— В кн.: Труды Казахского НИИ минерального сырья. 1961, вып. 6, с. 118—122.
- Кузнецов Ю. В.** О формах нахождения I (Th<sup>230</sup>) и Th (Th<sup>232</sup>) в океане.— «Геохимия», 1969, № 2, с. 177—184.
- Кузнецов Ю. В., Легин В. К., Лисицын А. П., Симоняк З. Н.** Радиоактивность океанических взвесей. Изотопы тория в океанических взвесах.— «Радиохимия», 1964, т. 6, вып. 2, с. 18—22.
- Левин В. И.** Литология протерозойских отложений Давангро-Хугдинского грабена (Алданский щит) и их золотоносность. Якутск, изд. ЯФ АН СССР, 1973. 158 с.
- Легедза В. Я.** О проявлении хемогенной золотоносности осадочных пород.— В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., 1966, с. 55—66.
- Легедза В. Я.** О роли диагенеза в концентрации золота в сульфидах некоторых осадочных пород.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 172, № 5, с. 1177—1179.
- Легедза В. Я.** К вопросу об условиях концентрации тонкодисперсного золота в осадочных породах.— «Докл. АН СССР», т. 185, № 2, 1969, с. 437—440.
- Лепкий С. Д., Сушук Е. Д.** Роль процессов эпигенеза в концентрации малых элементов в осадочных формациях Доно-Днепровского прогиба.— В кн.: Тезисы докладов Международного геохимического конгресса. М. 1971. с. 772—776.
- Лесгафт А. В.** Стратиграфия докембрийских отложений Енисейского кряжа.— В кн.: Труды Межд. совещ. по разработке унифициров. стратиграфических схем Сибири. Докембрий. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1958, с. 112—116.
- Линдгрэн В.** Месторождение золота и платины. М., Цветметиздат, 1932. 187 с.
- Ли Л. В.** Геохимические особенности распределения золотоносности в Енисейском кряже.— В кн.: Геохимия золота. Ч. II. Владивосток, 1974, с. 64—66.
- Лисицын А. К.** О формах нахождения урана в подземных водах и условиях его осаждения в виде  $UO_2^-$ .— «Геохимия», 1962, № 9, с. 763—769.
- Логвиненко Н. В., Заболотная Н. К.** Диагностика карбонатных минералов методом окрашивания.— «Зап. Всес. мин. об-ва. Серия 2», 1954, ч. 83, вып. 3, с. 218—225.
- Логвиненко Н. В.** Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968. 92 с.
- Логвиненко Н. В.** О флишевых текстурах триасовых отложений Крыма.— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1961, № 3, с. 5—11.
- Лоцилин В. П.** Распределение золота в докембрийских отложениях таскаганской ритмситы в ур. Таскаган (Тамдытау).— «Узб. геол. ж.», 1971, № 5, с. 62—65.
- Лунгерсгаузен Г. Ф.** Периодические изменения климата Земли.— «Сов. геология», 1957, вып. 59, с. 88—115.
- Малич Н. С.** Геологическое строение северо-восточной части Енисейского кряжа (бассейн р. Теи).— В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири, 1961, с. 33—42.
- Масленицкий И. Н.** О некоторых случаях дисперсных выделений золота в сульфидах железа.— «Докл. АН СССР», 1944, т. 45, № 9, с. 405—407.
- Маслов В. П.** Карбонатные желваки органического происхождения.— «Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол.» 1952, т. 27, вып. 4, с. 28—45.
- Маслов В. П.** Карбонатные проблематики округлой формы.— «Труды ГИН АН СССР. Геол. серия», 1955, № 6, вып. 155, с. 156—164.
- Мельников В. Д., Моисеенко В. Г., Фатьянов И. И.** Распределение золота в осадочных породах Тукурингро-Джагдинского антиклинория.— В кн.: Геология и полезн. ископ. Забайкалья. Чита, 1967, с. 39—40.
- Методы** изучения осадочных пород. Т. I, II. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 610, 561.
- Мильштейн В. Е.** Онколиты и катаграфы западного склона Анабарского поднятия.— «Уч. зап. НИИГА. Палеонтол. и биостратигр.», 1965, вып. 7, с. 74—91.
- Минеева И. Г., Коробков В. И.** Микрораспределение радиоактивных элементов в калиевых щелочных породах.— «Геохимия», 1966, № 7, с. 796—804.
- Миронов А. Г., Кренделев Ф. П., Ножкин А. Д., Бобров В. А., Степин А. С.** Радиоактивные элементы в эффузивных породах северной части Енисейского кряжа.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. I. Новосибирск, 1972, с. 144—145.
- Миронов А. Г., Ножкин А. Д.** Новые данные о верхнерифейском вулканизме северной части Енисейского кряжа.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 3, с. 133—137.
- Митропольский А. С., Мельгунов С. В.** Уран и торий в процессах эволюции геосинклинальных отложений Горного Алтая и Западного Саяна.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 216, № 5, с. 1150—1153.
- Моисеенко В. Г., Михайлов М. А.** Перераспределение золота при осадконакоплении и метаморфизме.— В кн.: Вопросы геол., геохим. и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 198—200.
- Моисеенко В. Г., Фатьянов И. И., Канаух Ю. А.** Распределение и миграция золота.— В кн.: Вопросы геол., геохим. и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 166—168.
- Мусатов Д. И.** Некоторые основные вопросы стратиграфии и тектонической истории Саяно-Енисейской складчатой области. Красноярск, 1966. 35 с.
- Мусатов Д. И., Волобуев М. И.** Сопоставление стратиграфических схем докембрия

- и кембрия Енисейского кряжа и некоторых других районов обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Геол. юго-зап. обрамления Сиб. платформы. М., «Недра», 1964.
- Набианец В. И., Кудрицкая Л. Н.** Гидроксокомплексы. Th (IV).— «Укр. хим. ж.», 1964, т. 80, № 9, с. 1198—1205.
- Наковник Н. И.** Определение количества изменения вещества при гидротермальном метаморфизме.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1958, ч. 87, вып. 4, с. 401—417.
- Наумов Г. Б., Коченов А. В., Герасимовский В. И., Германов А. И.** Уран в осадочных породах.— В кн.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Низамутдинов А. Г.** Распределение микроэлементов в конкрециях.— В кн.: Геохимия и геол. фосфоритоносных меденосных отлож. Татарии. Казань, 1970, с. 51—56.
- Никитин Н. М., Семибратов Н. В., Ясырев А. П.** К геохимии строения в Московско-Синклизе.— «Геохимия», 1970, № 7, с. 833—847.
- Николаев И. Г.** Годовой отчет о геологических исследованиях в северо-западной части Северо-Енисейского горного округа за 1923 год.— «Изв. Сиб. отделения Геол. комитета», 1924, т. 3, вып. 5, Томск, с. 34—37.
- Николаев И. Г.** Геологические исследования в северо-западной части Енисейского горного округа, произведенные в 1921 и 1923 годах.— «Изв. Сиб. отделения Геол. комитета», 1925, т. 4 вып. 4, Томск, с. 31.
- Николаев И. Г.** Маршрутные исследования в бассейне правых притоков р. Енисей к северу от р. Гаревки, произведенные в 1928 г.— «Изв. Зап.-Сиб. отделения Геол. комитета», 1929, т. 10, № 1, Томск, с. 27.
- Николаев И. Г.** Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском кряже.— «Изв. Главн. геол.-разв. управ.», 1930, т. 49, № 7, Томск, с. 1—16.
- Нифонтов Р. В.** О хемогенной золотонности осадочных пород некоторых районов.— В кн.: Методы исследования минерального сырья. М., изд. ВимС, 1957, с. 90—97.
- Нифонтов Р. В.** К вопросу о хемогенной золотонности некоторых осадочных пород и ее значении для образования россыпных месторождений.— В кн.: Закономерности размещ. полезн. ископ., т. IV. Россыпи, М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 58—62.
- Ножкин А. Д.** Явления контактового метаморфизма базальной красноцветной формации в северо-восточной части Енисейского кряжа.— «Материалы по геол. и полезн. ископ. Зап. Сибирь», Томск, изд. ТГУ, 1964, с. 246—250.
- Ножкин А. Д.** Стратиграфия докембрия северо-восточной части Енисейского кряжа.— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1970, № 9, с. 9—13.
- Ножкин А. Д.** Геологические особенности докембрийских конгломератов северо-восточной части Енисейского кряжа в связи с проблемой их металлонности.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота. Томск, изд. ТГУ, 1970, с. 88—94.
- Ножкин А. Д.** Основные черты интрузивного магматизма района междуречья Уволги — Чапы в северной части Енисейского кряжа.— «Изв. Томск. политехн. ин-та», 1971, т. 172, с. 81—83.
- Ножкин А. Д.** Снеинт-щелочно-снейитовая ассоциация северной части Енисейского кряжа.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 11, с. 51—57.
- Ножкин А. Д.** Послепротерозойские эпохи тектоно-магматической активизации в Енисейском кряже и особенности их металлогени.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 12.
- Ножкин А. Д., Гавриленко В. А., Миронов А. Г.** Гидротермальные изменения и золотонность грубообломочных отложений лопатинской свиты юго-восточной части Уволжского грабена (Енисейский кряж).— «Геол. и геофиз.», 1971, № 7, с. 24—33.
- Ножкин А. Д., Зозуленко Л. Б.** Радиоактивные элементы во вмещающих и гидротермально измененных породах с сульфидной и золоторудной минерализацией Енисейского кряжа.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. (Тезисы). Ч. II. Новосибирск, 1972, с. 24—25.
- Ножкин А. Д., Кренделев Ф. П., Гавриленко В. А., Миронов А. Г., Бобров В. А., Цимбалист В. Г.** Распределение золота и радиоактивных элементов в разрезе чингганской серии Уволжского грабена.— «Труды ИГиГ», 1972, вып. 149, с. 171—187.
- Ножкин А. Д., Кренделев Ф. П., Миронов А. Г., Бобров В. А.** Естественные радиоактивные элементы в магматическом процессе различных этапов развития складчатой области.— В кн.: Тез. докл. Междунар. геохим. конгр. М., Изд-во АН СССР, 1971.
- Ножкин А. Д., Кренделев Ф. П., Миронов А. Г.** Радиоактивные элементы в докембрии Енисейского кряжа.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. (Тезисы). Новосибирск, «Наука», 1975, с. 183—189.
- Перельман А. И.** Кларки концентрации урана в геохимических системах.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. (Тезисы). Ч. I. Новосибирск, 1972, с. 5—6.
- Перельман А. И.** Геохимия биосферы. М., «Наука», 1973.
- Петров В. Г.** Золотонность кординской — удерейской свит верхнего протерозоя северной части Енисейского кряжа.— В кн.: Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 21—37.
- Петров В. Г.** Условия золотонности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск, 1974. 136 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 69).
- Пешевский Б. И., Аношин Г. Н., Еренбург А. И.** О химических формах золота в морской воде.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 4, с. 915—917.
- Подгорная Н. С., Гурьев А. Г.** О некоторых особенностях толщ конгломератобрекчий, развитых по р. Вороговке, на севере Енисейского кряжа.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1960, № 40, с. 17—38.

**Полевая Н. И., Казаков Г. А.** Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению  $Ag^{40}/K^{40}$  в глауконитах.— «Труды ЛАГЕД АН СССР», 1962, вып. 12, с. 103—122.

**Поликарпочкин В. В., Коротаева И. Я.** и др. Концентрирование хемогенного золота в осадкообразовании.— «Ежегодник по работам 1968 г. Ин-т геохимии СО АН СССР», Иркутск, 1969, с. 40—45.

**Попов В. И., Бабадаглы В. А.** Гармонические серии знаков песчаной ряби.— В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 97—101.

**Постельников Е. С.** Верхнерифейские орогенные образования на северо-востоке Енисейского кряжа.— «Геотектоника», 1971, № 4, с. 40—53.

**Постельников Е. С.** О строении, возрасте и стратиграфических корреляциях чингганской серии.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1971, т. XIV (5), с. 54—65.

**Постельников Е. С.** Байкальский орогенез. М., «Наука», 1973. 126 с.

**Пряхина Ю. А.** К геохимии майкопских отложений Центрального Предкавказья.— «Докл. АН СССР», 1958, т. 118, № 1.

**Пучкова Б. Б., Подгорная Н. С.** К характеристике минералогического состава верхнекембрийских и нижнекембрийских отложений северо-восточной части Енисейского кряжа.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 11, с. 126—131.

**Пушаровский Ю. М.** Некоторые морфологические особенности иноцеромового и гнероглифского флиша внешней зоны Восточных Карпат.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1948, № 3, с. 69—92.

**Разин Л. В., Рожков И. С.** Геохимия золота в коре выветривания и биосфере. М., «Наука», 1966. 254 с.

**Разумова В. Н.** Природа красных и зеленых окрасок пород красноцветных формаций мезокайнозоя.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1960, № 5, с. 41—48.

**Рзаканский Э. Е., Серебряный Б. Л.** Нейтронно-активационное определение золота, в горных породах с использованием субстехиометрического разделения.— «Радиохимия», 1968, т. 10, № 1, с. 75—81.

**Родионов Д. А.** Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964. 102 с.

**Рожкова Е. В., Разумная Е. Г., Серебрякова М. В., Щербак О. В.** Роль сорбции в концентрации урана в осадочных породах.— В кн.: Труды II Международ. конф. по мирному использованию атомной энергии в Женеве, т. 3, 1959, с. 13—32.

**Савинский К. А.** Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., «Недра», 1972. 166 с.

**Савинский К. А., Туголесов Д. А.** Строение современной поверхности дорифейского фундамента Сибирской платформы.— В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей Красноярск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971, с. 5—16.

**Сагитов Н. А.** Докембрий Заангарья Енисейского кряжа. Казань, 1962. 132 с.

**Семихатов М. А.** Стратиграфия и геологическая история нижнего кембрия северной части Енисейского кряжа.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1959, № 7, с. 74—89.

**Семихатов М. А.** Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М., Изд-во АН СССР, 1962. 237 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 6).

**Семихатов М. А.** Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., 1974. 302 с.

**Семихатов М. А., Трапезников Ю. А.** Юго-западная граница Сибирской платформы в венде и раннем кембрии.— «Геотектоника», 1965, № 4, с. 36—54.

**Семихатов М. А.** Сибирская платформа и смежные прогибы.— В кн.: Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. Стратиграфия и палеонтология. Итоги науки. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1974, с. 26—40.

**Семихатов М. А., Комар В. А., Серебряков С. Н.** Юдомский комплекс стратотипической местности. М., «Наука», 1970. 290 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 210).

**Синельников Д. В.** Вороговская серия верхнего докембрия Енисейского кряжа.— «Вестник МГУ», 1972, № 6, с. 106—110.

**Смыслов А. А.** Радиоактивность земной коры и проблема происхождения радиоактивных элементов.— В кн.: Геол. строение СССР. Т. 5. М., «Недра», 1969, с. 336—418.

**Смыслов А. А.** Уран и торий в земной коре. Л., «Недра», 1974. 240 с.

**Советов Ю. К.** Нижний кембрий центральных районов Енисейского кряжа.— «Геол. и геофиз.» 1968, № 8, с. 135—139.

**Советов Ю. К.** Формации верхнедокембрийских песчаников юго-запада Сибирской платформы. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1974. 29 с.

**Советов Ю. К., Бутаков Е. П.** К вопросу об аналогах тасеевской серии на северо-востоке Енисейского кряжа.— В кн.: Материалы по геол., геофиз. и полезн. ископ. Сибири. Новосибирск, 1970, с. 23—26.

**Соколов Б. С.** Вендский этап в истории Земли.— В кн.: Палеонтология. (Докл. сов. геологов на XXIV сессии. МГК. Проблема 7). М., «Наука», 1972, с. 114—125.

**Солодкова Н. А., Котельникова Д. Д.** Использование глинистых минералов для расчленения и выяснения условий накопления позднедокембрийских отложений бассейнов рек Теи и Чапы (Енисейский кряж).— «Геол. и разв.», 1971, № 2, с. 31—38.

**Солодкова Н. А., Котельников Д. Д.** О стратиграфической приуроченности и диагностике каолинита в позднедокембрийских отложениях бассейна рек Теи и Чапы (Енисейский кряж).— «Вестник МГУ. Геология», 1971, № 5, с. 59—103.

**Справочное руководство по петрографии осадочных пород.** Л., Гостоптехиз, 1958.



**Старик И. Е., Старик Ф. Е., Апполонова А. И.** Адсорбция микроколичеств урана гидроокисью железа и десорбция его карбонатным методом.— «Ж. неорг. химии», 3, вып. 1, 1958, с. 121—128.

**Старик И. Е., Кузнецов Ю. В., Легин В. К.** О формах нахождения урана и тория в донных отложениях Антарктики.— «Радиохимия», 1959, т. 1, вып. 3, с. 321—335.

**Старик И. Е., Колядин Л. Б.** Об условиях существования урана в океанической воде.— «Геохимия» 1957, № 3, с. 204—213.

**Старицкий Ю. Г. Басков Е. М., Малич К. С. и др.** Минералогия Сибирской платформы. М., «Недра», 1970. 208 с.

**Страхов Н. М.** Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1953, № 5, с. 12—49.

**Страхов Н. М.** Химическое значение осадочных пород в генетических и корреляционных целях.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. II. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 157—185.

**Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. I, 212 с.; т. II, 574 с.; т. III, 460 с.

**Страхов Н. М.** Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

**Страхов Н. М.** Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. I. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 7—28.

**Страхов Н. М., Белова И. В., Глаголева М. А., Лубченко И. Ю.** Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений.— «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 2, с. 3—31.

**Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А.** Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. М., Изд-во АН СССР, 1959. 223 с.

**Талипов Р. М., Адидов Б. Б., Еникеев Н. И.** К геохимии золота, серебра и мышьяка в подземных водах Центральных Кызылкумов.— «Узб. геол.», 1972, № 4.

**Таусон Л. В.** Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 231 с.

**Тектоника Евразии** (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии. М-б 1 : 5 000 000). М., «Наука», 1966. 487 с.

**Тимофеева З. В.** Основные черты диагенетического сидеритообразования в фанерозе и рифее.— В кн.: Тезисы докладов Международного геохимического конгресса. М., Изд-во АН СССР, 1971, с. 975—976.

**Тихомирова Е. С.** К вопросу о геохимической подвижности элементов при образовании сульфидных конкреций в сланцевосных отложениях Волжского и Прибалтийского бассейнов.— «Докл. АН СССР», 1960, т. 135, № 6, с. 1501—1504.

**Ферсман А. Е.** Геохимия. Т. IV. Л., Изд-во АН СССР, 1939. 355 с.

**Фосс Г. В.** Золото.— В кн.: Металлы в осадочных толщах (тяжелые цветные металлы, малые и редкие металлы). М., «Наука», 1963, с. 3—50.

**Хабаков А. В.** Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. М., Гос. науч.-техн. геол.-разв. изд-во, 1933. 12 с.

**Харитонов Р. Ш.** О содержании И, Th, К в осадочных горных породах и их роль в общей гамма-активности.— «Геохимия», 1964, № 8, с. 831—835.

**Хаин В. Е., Волобуев М. И., Воробьев И. В., Ицков А. И., Синельников Д. В.** Основные этапы тектонического развития Енисейского кряжа в докембрии и раннем палеозое.— «Вестник МГУ. Серия геол.», 1967, № 5, с. 70—93.

**Хворова И. В.** О некоторых поверхностных текстурах в каменноугольном и нижнепермском флише Южного Урала.— «Труды ГИА АН СССР. Серия геол.», 1955, № 66.

**Хворова И. В.** Изучение тектурных знаков на поверхности наложения.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. т. I. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 88—94.

**Хворова И. В.** Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958. 170 с.

**Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С.** Байкальский комплекс Прибайкалья и его аналоги в Патомской зоне. М., «Наука», 1969, с. 73—85.

**Хоментовский В. В.** Формации структурно-фациальных зон юго-западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 7—87.

**Хоментовский В. В.** Принципы выделения венда как системы палеозоя.— В кн.: Этюды по стратиграфии. М., «Наука», 1974, с. 33—70.

**Хоментовский В. В., Шенфиль Ю. Ю., Якшин М. С., Бутаков Е. П.** Опорные разрезы отложений верхнего докембрия Сибирской платформы. М., «Наука», 1972. 356 с.

**Келлер Б. М.** Венд, юдомий и терминальный рифей (вендомий).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1973 № 1, с. 86—92.

**Цимбалст В. Г.** Определение микроколичеств золота в разных геологических объектах.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 1, с. 121—123.

**Чайковский В. К.** Золото в осадочно-метаморфических породах и проблема его изучения.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 381—394.

**Чайковский В. К.** Генетические типы золотоносных конгломератов.— В кн.: Золотоносные конгломераты южной окраины Сиб. платф. М., «Наука», 1966, с. 140—155.

**Черняев А. М., Черняева Л. Е., Еремеева Н. М., Андреев М. И.** Гидрогеохимия золота.— «Геохимия», 1969, № 4, с. 449—459.

**Чумаков Н. М.** О некоторых докембрийских тиллитоподобных породах СССР.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 2, с. 83—101.

**Чураков А. Н.** Протерозойское оледенение и история развития северной части Енисейского кряжа. М., 1933. 90 с. (Труды Всес. геол.-разв. объединения, вып. 292).

**Шалмина Г. Г., Малясова З. В., Криволицкая Л. М., Корнева Т. А., Ковалева Л. Т.** Некоторые особенности поведения урана, радия, тория и калия в корах выветривания каолинитового типа.— В кн.: Радиоак. элем. в горн. породах. Ч. I. Новосибирск, 1972.

**Шапошников Г. Н., Кузнецов А. Г.** О некоторых закономерностях распределения радиоактивных элементов в позднедокембрийских отложениях Приангарской части Енисейского кряжа.— «Материалы о содерж. и распредел. радиоактивн. элементов в горных породах. Нов. серия», 1968, т. 142, с. 131—141.

**Шарапов И. П.** Применение математической статистики в геологии. «Недра», 1965.

**Шахов Ф. Н.** Основные направления научных исследований в золотоносных районах Сибири.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 10, с. 89—101.

**Шахов Ф. Н.** Некоторые проблемные вопросы исследования золоторудных месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 1, с. 16—21.

**Шванов В. Н.** Стержневые экзоглифы в верхнекаменноугольном терригенном флише ферганского хребта.— «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 3, с. 150—153.

**Шлунт Б. Р.** Золотоносность осадочных комплексов Лено-Анабарского Междуречья. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1971. 18 с.

**Шрок Р.** Последовательность в свитах слонистых пород. М., ИЛ. 1950. 564 с.

**Штеренберг Л. Е.** К диагностике карбонатных минералов методом окрашивания.— «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 2, с. 65—70.

**Шор Г. М., Воробьев В. П.** Уран и торий в породах осадочного чехла Туранской плиты.— В кн.: Радиоак. элементы в горных породах. Ч. I. Новосибирск, 1972, с. 29—30.

**Шутов В. Д., Александрова В. А., Лошевская С. С.** Генетическая интерпретация полиморфизма минералов каолиновой группы в осадочных породах.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966, с. 109—122.

**Щербаков Ю. Г.** Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., «Наука», 1967. 268 с.

**Щербаков Ю. Г.** Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск, «Наука», 1974. 275 с.

**Щербина В. В.** Геохимия редких элементов. М., Госгеолтехиздат. 1946. 88 с.

**Щербина В. В.** Поведение урана и тория в условиях сульфатно-карбонатной и фосфатной сред зоны гипергенеза.— «Геохимия», 1957, № 6, с. 493—507.

**Юдин Н. И.** Литология железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна. М., «Наука», 1968. 152 с.

**Якшин М. С.** Мировитолиты верхнего докембрия южного обрамления Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970.

**Яншин А. Л.** Тектоническое строение Евразии.— «Геотектоника», 1965, № 5.

**Яншин А. Л.** Перспективы открытия месторождений калийных солей на территории Сибири.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 10, с. 3—22.

**Ясырев А. П., Никитин Н. М.** Геохимия золота в осадочных процессах (на примере Русской платформы). Тула, Приокское кн. изд-во, 1972. 78 с.

**Ячевский Л. А.** Бассейны рек Теи и Енашино.— В кн.: Геол. исслед. в золотоносных областях Сибири. Енисейский золотоносный район. Вып. I. СПб., 1900. 30 с.

**Ячевский Л. А.** Условия золотоносности Северо-Енисейского горного округа.— В кн.: Геол. исслед. в золотоносных областях Сибири. Енисейский золотоносный район. Вып. IV. СПб., 1903. 90 с.

**Adams I. A. S., Weaver C. E.** Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: examples of Concepts of geochemical facies.— "Amer. assoc. of petrol. geol. Bull.", 1958, 42, n 2, p. 387—431.

**Adams I. A. S., Osmond I. K., Rogers I. I. W.** The geochemistry of thorium and uranium.— "Physics and Chemistry of the Earth", 1959, n 3, p. 298—348.

**Becker V. I., Bennett I. H., Mannel O. K.** Jodine and uranium in sedimentary rocks.— "Chem. Geol.", 1972, v. 9, n 2, p. 133—136.

**Clarke T. M.** The data of geochemistry, Washington, 1924.

**De Crazia A. R., Haskin L.** On the gold content of some noble metals in meteorites and natural materials.— "Geochim. et cosmochim. acta", 1964, v. 28, p. 559.

**Dzulinski S.** New data on experimental production of sedimentary structures.— "I Sediment. Petrol.", 1965, n 1, 35, p. 196—212.

**Haber F.** Das Gold im Meerwasser.— "Z. angew. Chem.", 1937, v. 40, l. 115.

**Holland I., Kulp L.** The transport and deposition of uranium ionium and radium in rivers, oceans and ocean sediments.— "Geochim. et cosmochim. acta", 1954, v. 5, n 5, p. 197—213.

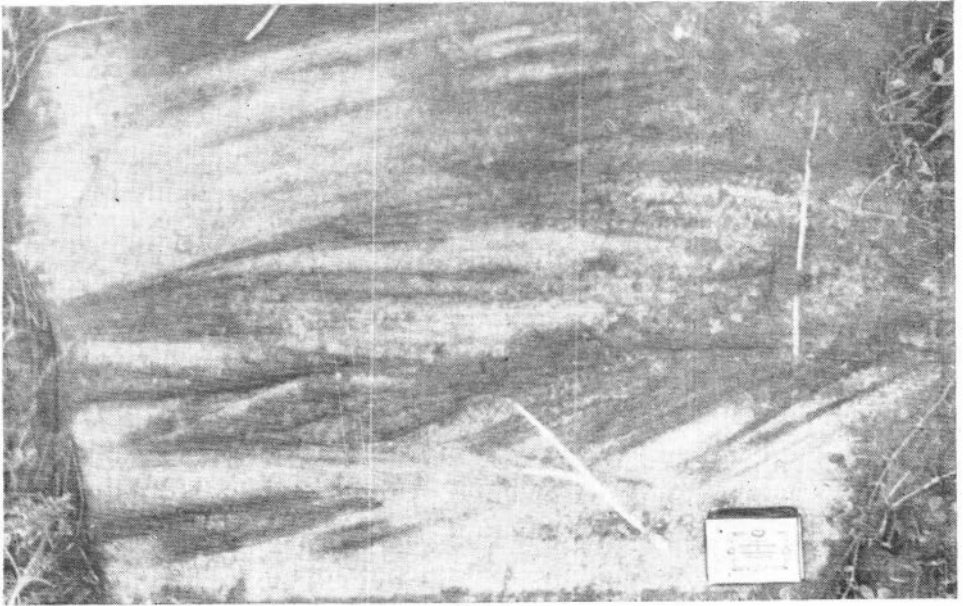
**Koszy F. E.** Age determination in sediments by Natural Radioactivity. The Sea, v. 3, 1963. 816 p.

**Lucas I.** La transformation des mineraux argileux olans la seolimentation. Etudes sur les orgiles.— "Trias. Mem. Surv. Carte geol. Aes. Zor.", 1962, t. 23, p. 432.

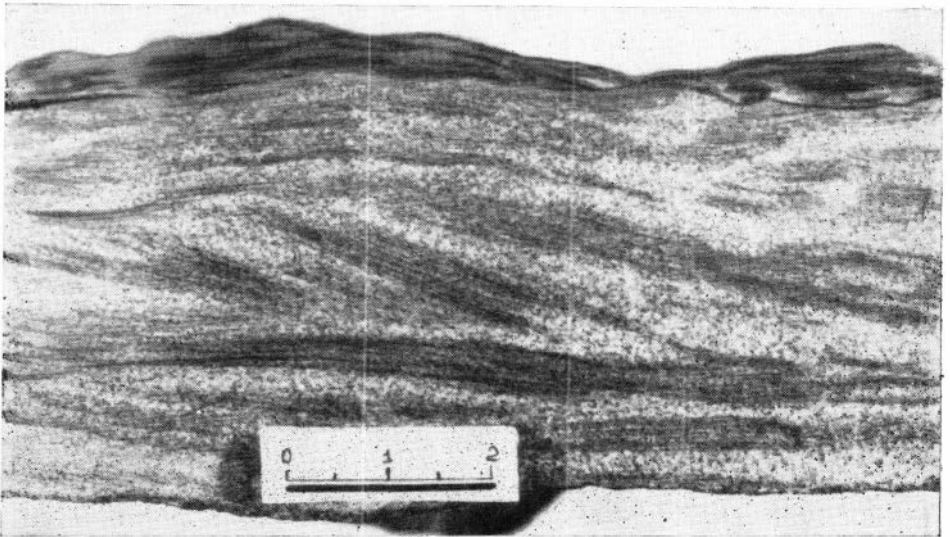
**Mero J. L.** Ocean-Floor Mahganese Nodules.— "Econ. Geol.", 1962, v. 57, n. 5.

**Piller P., Adams I. A. E.** The distribution of thorium uranium and potassium in the Mankos Shale.— "Geochim et cosmochim. acta", 1962, v. 26, p. 1115—1135.

# ПРИЛОЖЕНИЯ



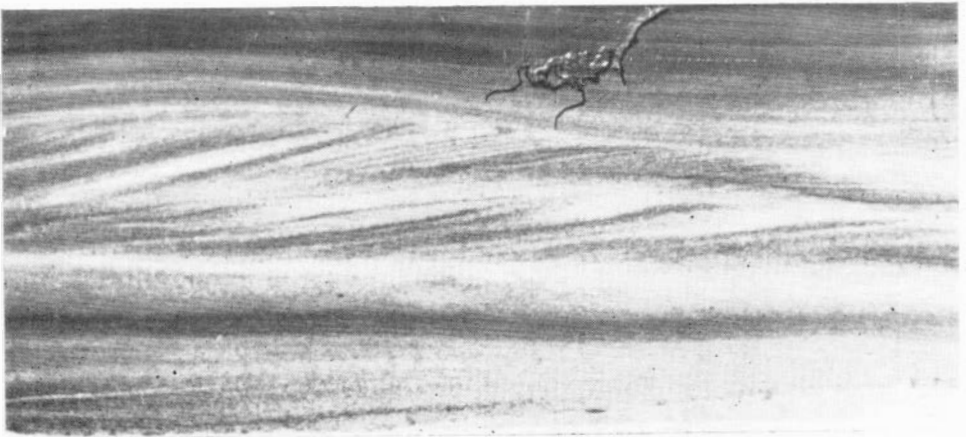
Фиг. 1. Косая слоистость глауконитовых песчанников карьерной свиты. Сочетание мультислойных перекрестных серий с вогнутыми смещенными границами. Р. Тея, у фактории Курепа.



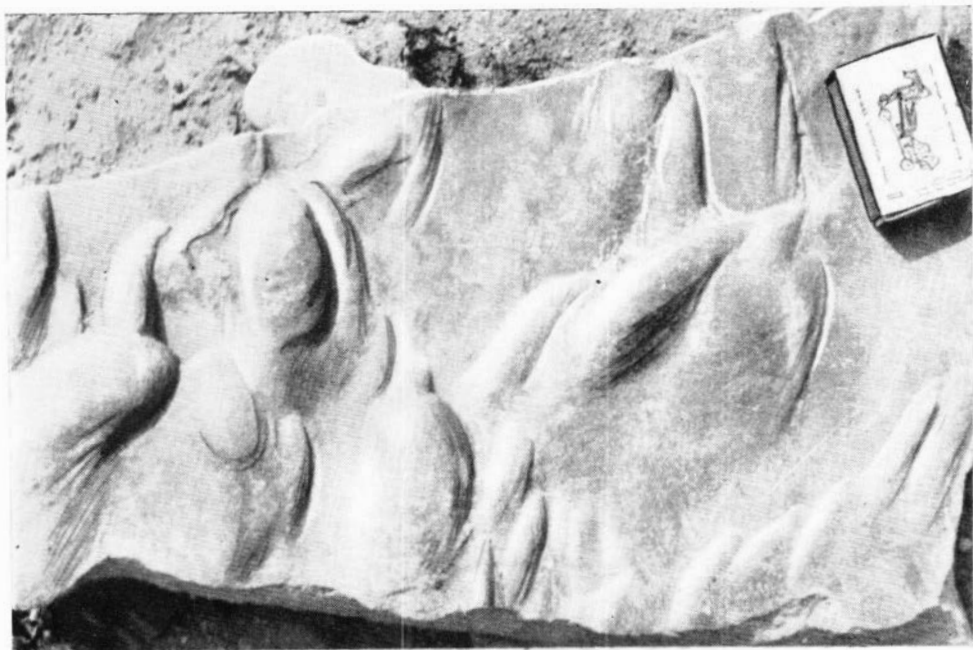
Фиг. 2. Косая слоистость глауконитовых песчанников карьерной свиты. Сочетание косо- и линзовидно-волнистой слоистости. Р. Уволга, верховья руч. Большой.



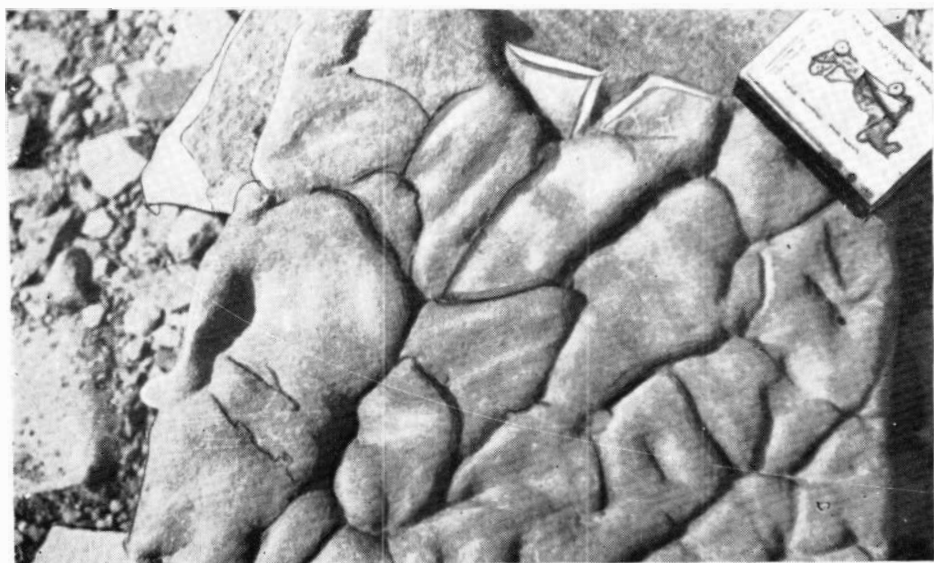
Фиг. 3. Полные трещины усыхания на верхней поверхности кварцевого песчаника карьерной свиты. Р. Тея, у пос. Тея.



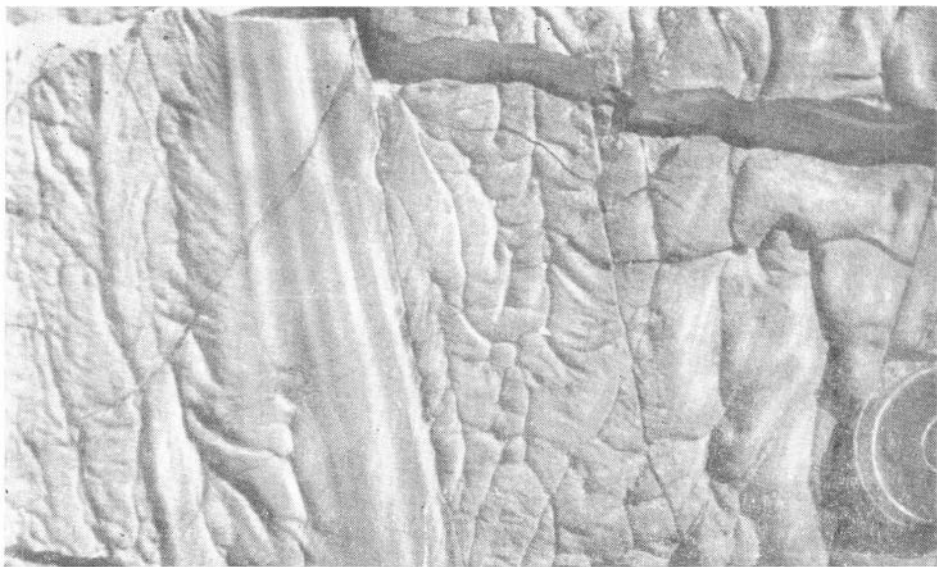
Фиг. 4. Косая слоистость алевролитов суктальминской свиты. Сочетание линзовидно-ограниченных косослойчатых серий с волнисто-слоистыми. Р. Тея, у пос. Тея.



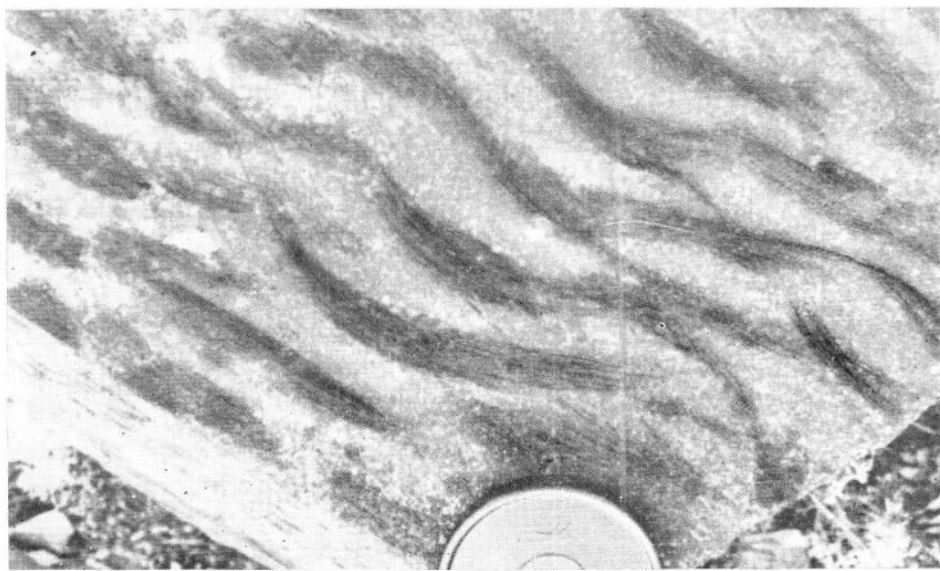
Фиг. 5. Язычковые птероглифы-сленки с борозд размыва, образованные разнонаправленным поступательно-вихревым током воды, завернутые знаки. Нижняя поверхность песчаника суктальминской свиты. Р. Тея, у пос. Тея.



Фиг. 6. Лопастные знаки внедрения. Нижняя поверхность песчаника суктальминской свиты. Р. Тея, у пос. Тея.



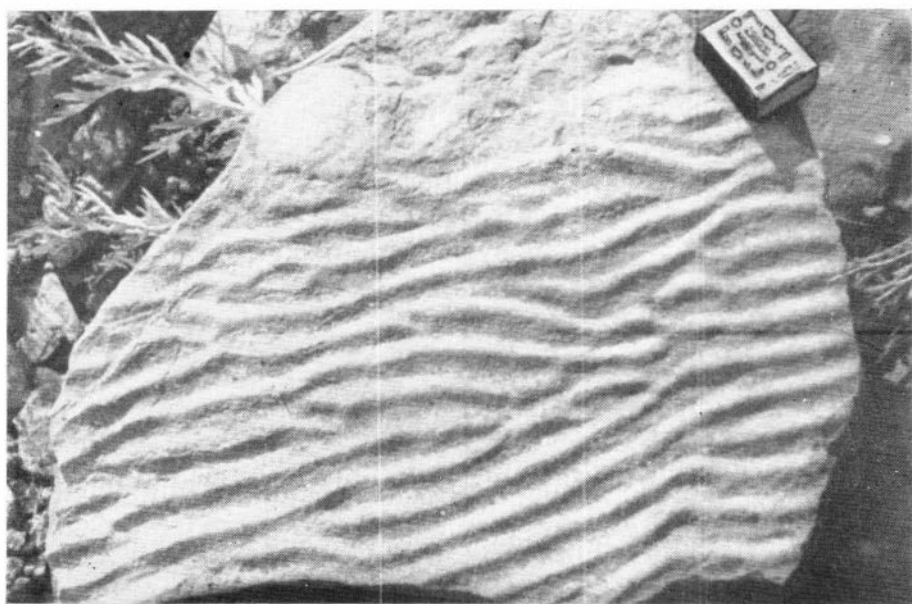
Фиг. 7. Сочетание ребристых гисероглифов и системы лопастных и морщинистых знаков. Нижняя поверхность песчанка суктальминской свиты. Р. Чапа, выше устья руч. Таежный.



Фиг. 8. Волновые симметричные знаки ряби на верхней поверхности песчанка суктальминской свиты. Р. Тея, у фактории Курепа.

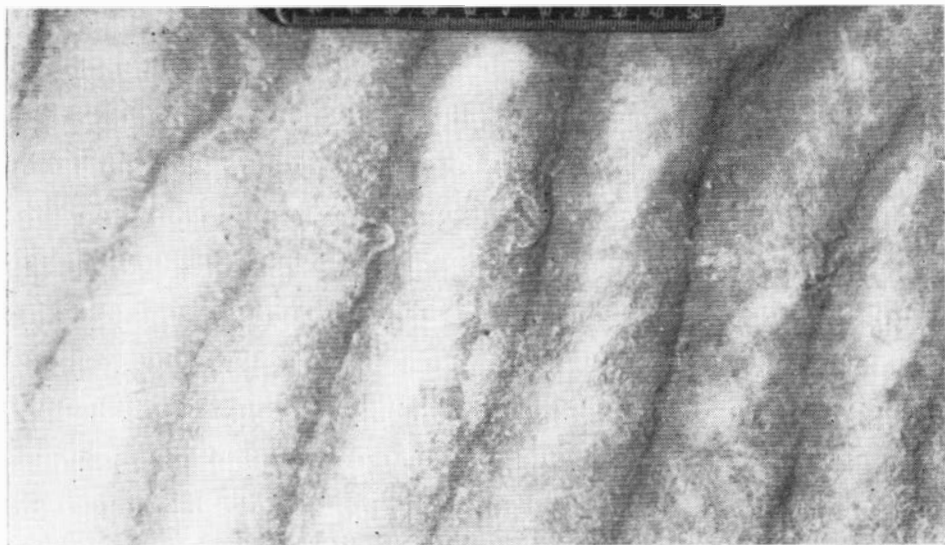


Фиг. 9. Знаки асимметричной ряби на нижней поверхности песчаников суктальминской свиты. Р. Тея, у фактории Курена.



Фиг. 10. Знаки симметричной ряби прибрежно-морского типа на верхней поверхности песчаников суворовской свиты. Р. Тея, ниже устья р. Курена.





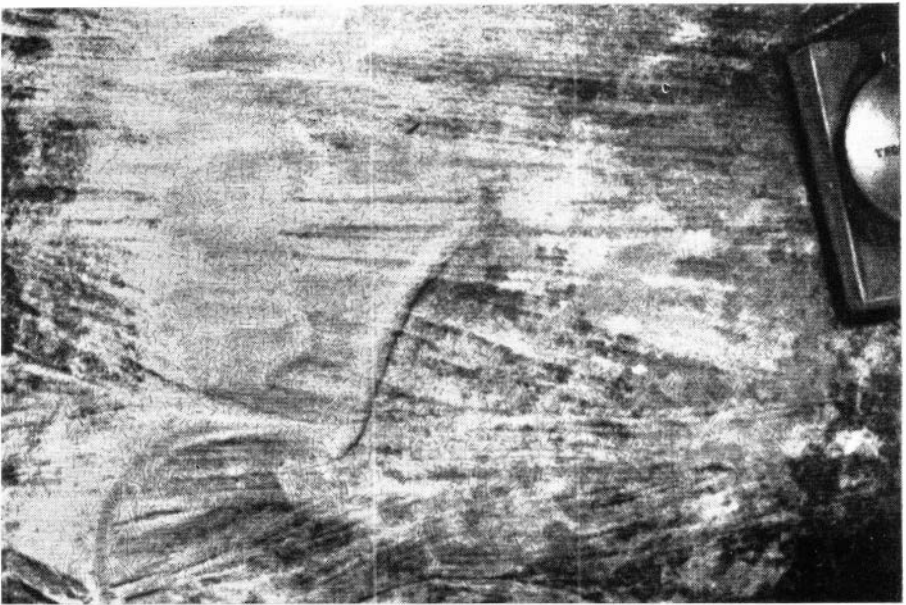
Фиг. 11. Знаки асимметричной ряби течения (первая развидность) на верхней поверхности песчаника суворовской свиты. Р. Уволга, верхнее течение.



Фиг. 12. Трещины усыхания полного типа в песчаниках подъемской свиты. Р. Тея, ниже устья руч. Юхталк.



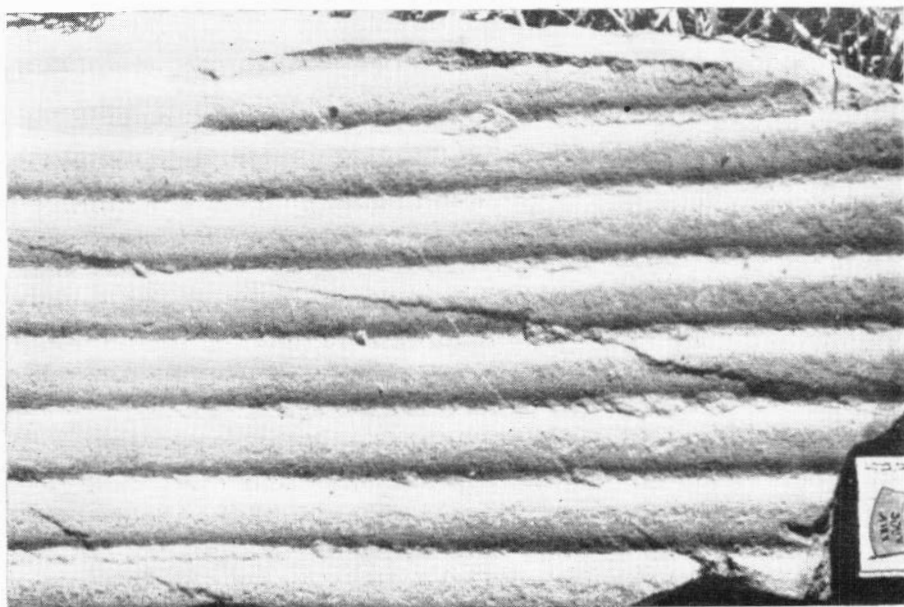
Фиг. 13. Крупная перекрестная разнонаправленная слоистость аллювиального типа с сильно смещенными границами серий в песчанках немчанской свиты (фрагмент).  
Р. Чапа, ниже устья рч. Немчанка.



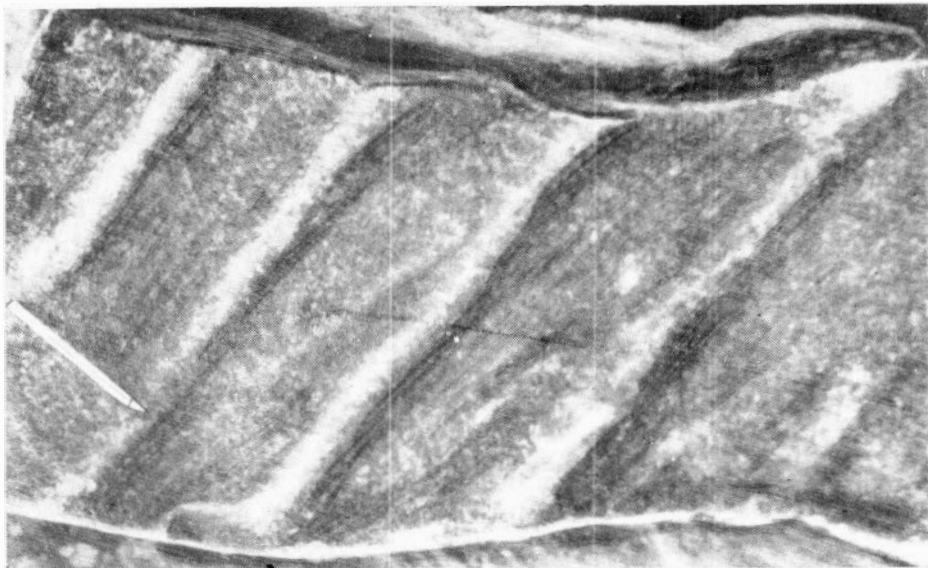
Фиг. 14. Косая слоистость прибрежно-морского типа песчаников немчанской свиты, представляющая собой сочетание мульдобразных косослойчатых серий, имеющих слабоогнутые сильно смещенные границы. Р. Тея, ниже устья рч. Мадра.



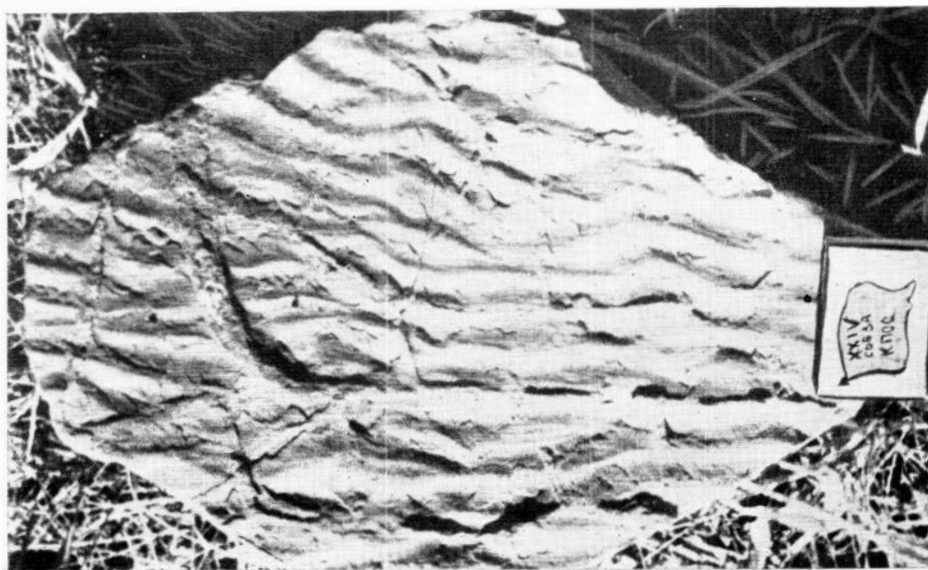
Фиг. 15. Косая слоистость в песчанках немчанской свиты, характеризующаяся чередованием горизонтально- и косослоистых серий. Р. Тея, ниже устья рч. Мадра.



Фиг. 16. Крупная прямолнейная рябь волнового типа (первая разновидность). Верхняя поверхность песчанника немчанской свиты. Р. Чапа, ниже устья р. Чивиды.



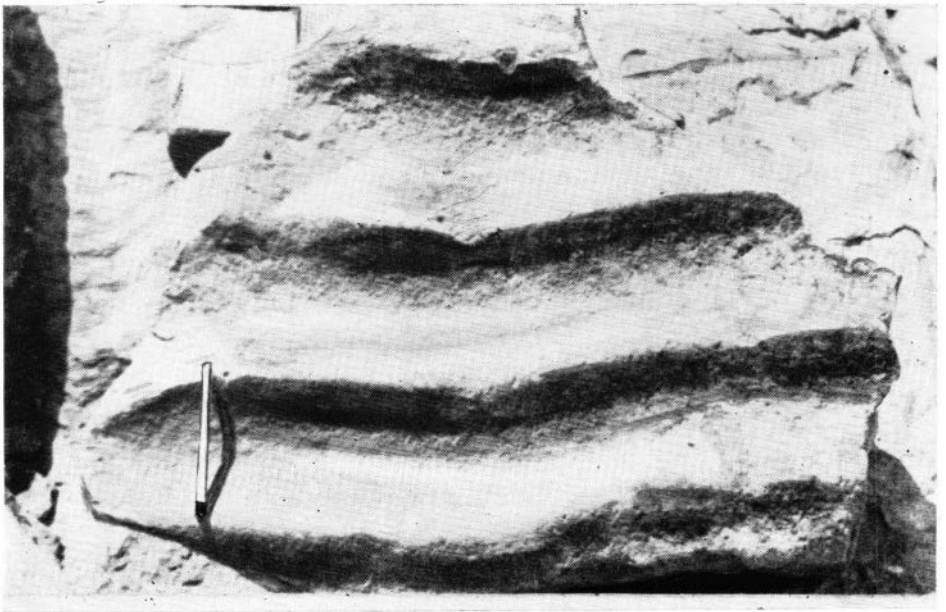
Фиг. 17. Крупная симметричная прямолинейная рябь (вторая разновидность). Верхняя поверхность песчанка немчанской свиты. Р. Чапа, ниже устья р. Чивда.



Фиг. 18. Мелкая симметричная рябь руслового типа и наложенные на нее трещины усыхания. Верхняя поверхность песчанка немчанской свиты. Р. Чапа, ниже устья р. Чивда.



Фиг. 19. Крупная асимметричная рябь руслового типа. Верхняя поверхность песчаников немчанской свиты. Р. Чапа, ниже устья р. Чивада.



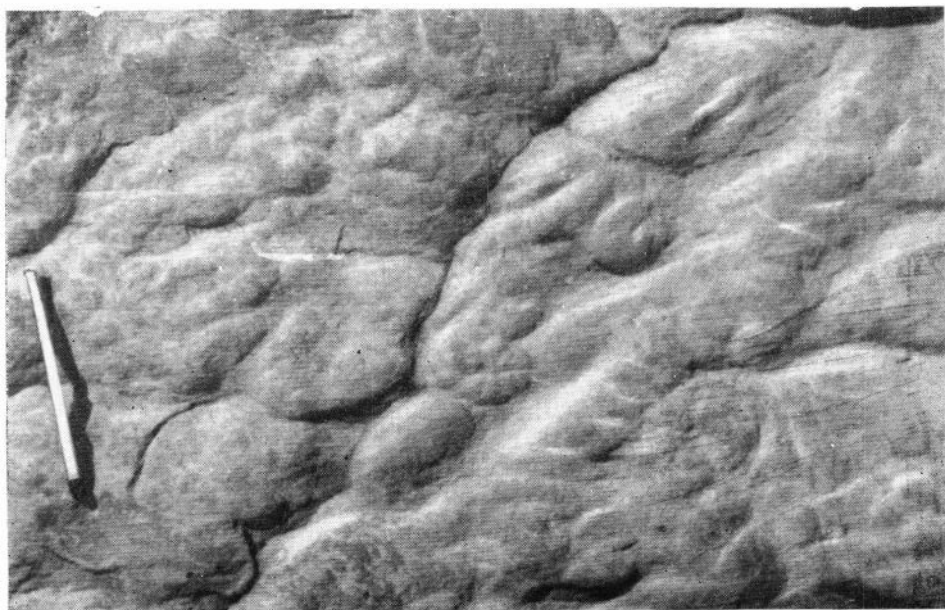
Фиг. 20. Асимметричная субпараллельная рябь на верхней поверхности напластования песчаника немчанской свиты.



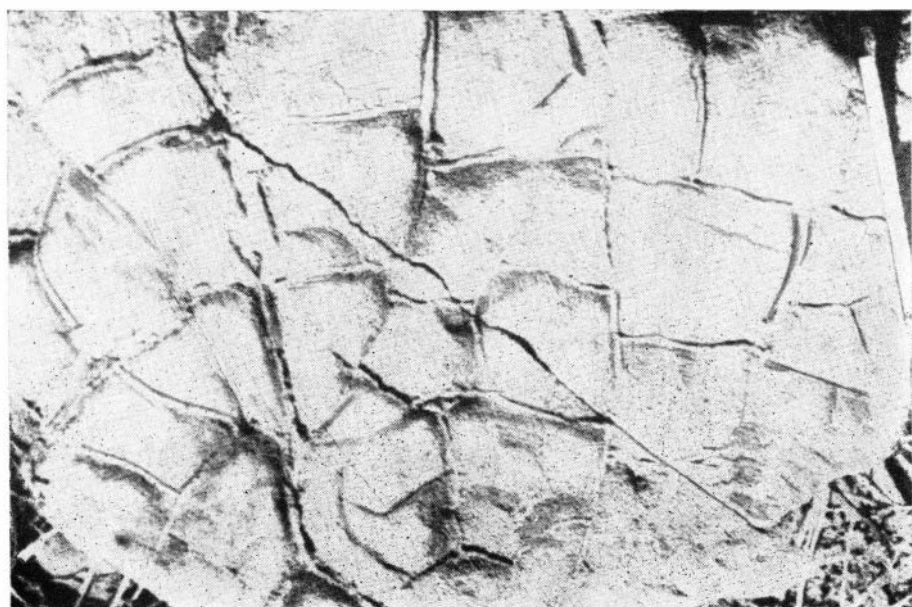
Фиг. 21. Мелкая асимметричная кулисообразная рябь руслового типа. Верхняя поверхность поверхности напластования песчанника немчанской свиты. Р. Тея, ниже устья рч. Мадра.



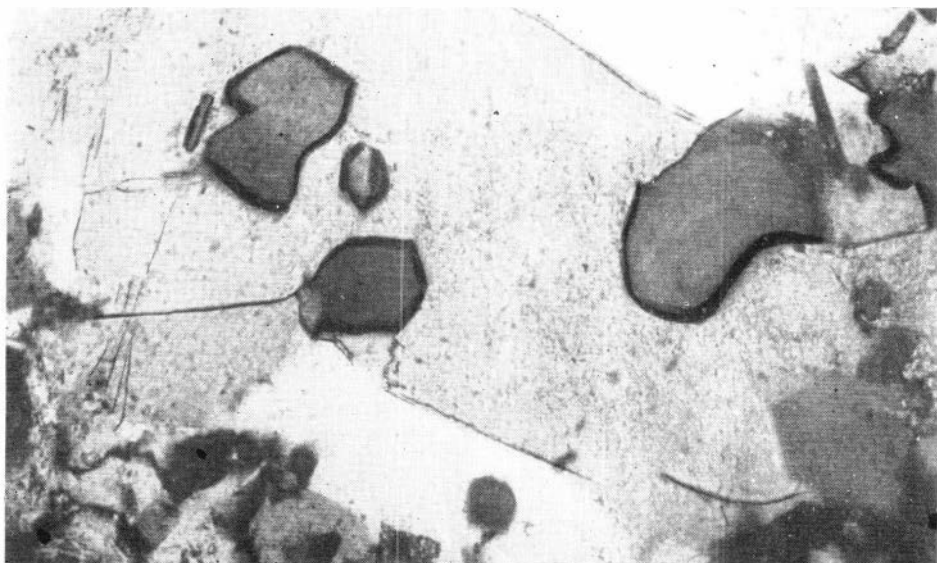
Фиг. 22. Лопастные знаки внедрения (первая разновидность). Нижняя поверхность песчанника немчанской свиты. Р. Чапа, ниже устья р. Чивида.



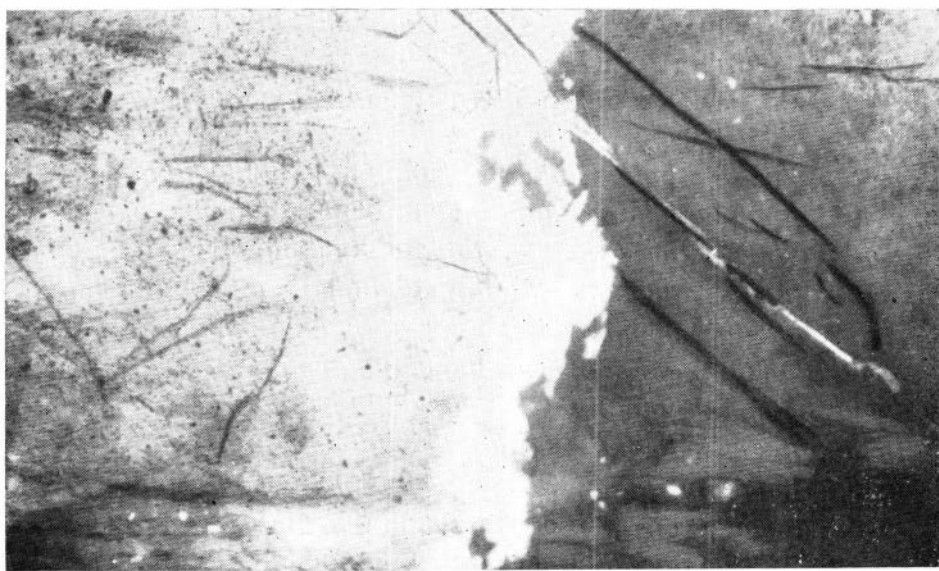
Фиг. 23. Почвовидные знаки внедрения на нижней поверхности напластования песчаника немчанской свиты. Р. Тея, ниже устья рч. Мадра.



Фиг. 24. Трещины усыхания полного типа на верхней поверхности песчаника немчанской свиты. Р. Чапа, ниже устья р. Чивида.

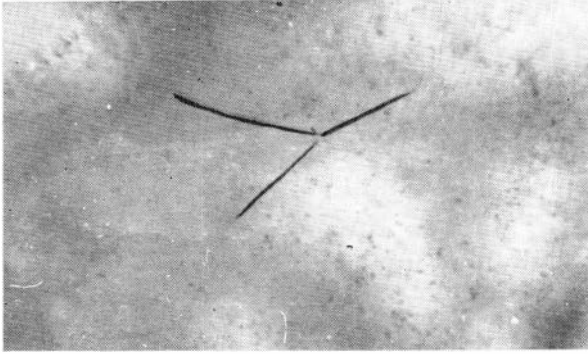


Фиг. 25. Идиоморфные выделения аутигенного кварца. Николы +, увел. 120.

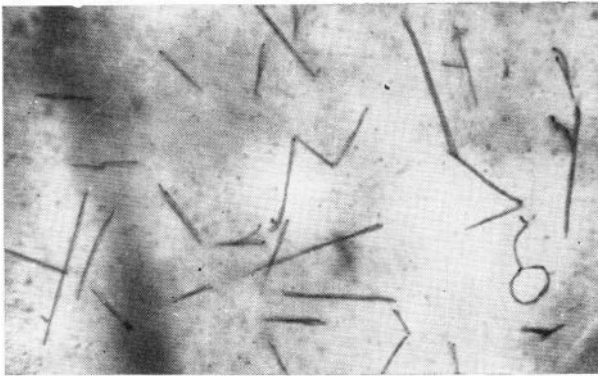


Фиг. 26. Каемка новообразованного кварца на границе обломочных зерен. Николы +, увел. 80.

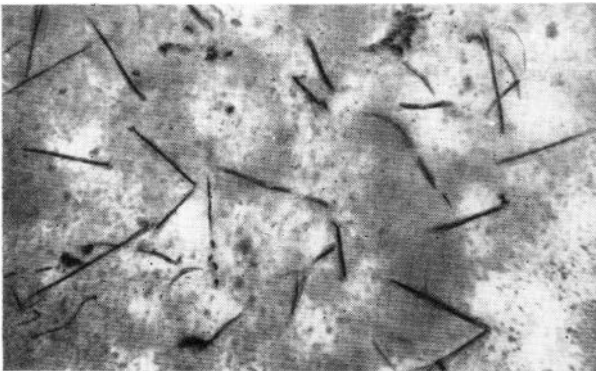




Фиг. 27. Трехлучевая звезда, приуроченная к микро-  
включению акцессорного минерала в обломке кварца  
песчаников суворовской свиты. Без анализатора, увел.  
1200, экспозиция 70 сут.



Фиг. 28. Сдвиговые треки и двухлучевые звезды, приуро-  
ченные к гидрослюдистому цементу алевролитов сук-  
тальминской свиты. Без анализатора, увел. 1200, экспе-  
зиция 70 сут.



Фиг. 29. Треки, приуроченные к глинисто-железистому  
веществу известняков подъемской свиты. Без анализа-  
тора, увел. 1200, экспозиция 70 сут.

Содержания золота и радиоактивных элементов в карбонатно-терригенных отложениях верхнего рифея и венда северо-восточной части Енисейского края

Номер пробы	Место взятия пробы	Золото, мг/т		Уран, г/т		Торий, г/т	Калий, %
		СХ	НА	ГСМ	ЛЮМ		
1	2	3	4	5	6	7	8

ЛОПАТИНСКАЯ СВИТА

Красноцветная терригенная толща

Конгломераты и гравелиты

9-С-35	Ср. течение р. Уволга	0,4			1,85		
3152	Руч. Большой (р. Уволга)	0,8		2,1		12,4	1,6
9-С-17	Ср. течение р. Уволга	1,0	1,0	1,86	2,05	13,1	2,52
9-С16	То же	1,8	2,0	0,45		23,8	2,64
9-С-30	»	5,4	6,3	1,2	1,45	23,75	2,71
9-С-26а	»		11,3		2,26		
9-С-22	»	1,0		2,38		24,7	4,47
9-С-13	»		2,75		1,91	2,84	
9-С-56	»		2,62	0,99		6,41	
9-С-59	»		1,09	0,8		5,81	2,2
651	Руч. Марсаловский (р. Уволга)	1,3	1,25		1,48		
К-930-5	То же		3,1		2,75		
12-С-3	»	3,2		2,75	2,86		
К-204-1	»		4,32		1,96		
656	»		5,6		2,0		
657	»	6,1		1,38			
К-217-1	»	7,4			1,1		
12-С-2	»		10,3		2,58		
3651	Руч. Б. Итуй (р. Уволга)	1,4		2,0		2,0	0,3
3541в	Р. Ногата	2,1	2,6	0,8		2,2	0,18
3513	Р. Уволга, р. Ногата	2,1	3,6	1,24		3,17	0,37
3512	То же	3,5	2,8		1,45		
3227	Р. Уволга, у руч. Дедковского		2,38	0,5		4,8	0,1
3228	То же	3,15	3,2		1,62		
А-258-70	Р. Курепа			1,8;		6,7;	3,6;
				2,2		6,3	3,6
А-268-70	То же			1,9;		1,8;	0,2;
				2,6		1,9	0,3
600-12-1	Р. Тей, у руч. Лопатинского			3,2		11,9	1,8
		0,4;					3,66
600-2-4	То же	0,4		3,1		16,6	3,31
600-3-3	»	0,6		3,3		12,1	2,9
600-2-3	»	0,8				14,9	3,43
600-2-1	»	1,2		1,9		13,6;	
1077	»	1,6		2,6			
600-2-5	»	1,6		3,42		14,9	3,44
1096	»	1,4	1,8	3,4	0,9	13,5	
600-8-6	»	2,12					3,32
1068	»	2,35		2,7		13,5	
1057	»	2,4		2,7			
600-2-2	»	3,8	3,4		2,86		
1081	»	4,0		2,2		13,0	2,89
1065	»	4,0		2,9	2,92		
1053-1	»	4,6			3,3	14,15	
600-9-1	»	5,0			2,37		
		30,0*		3,0;		15,9;	3,27
				3,0		12,4	

1	2	3	4	5	6	7	8
1078	»	38,6*			2,68		
A-351-70	»			3,5		13,6	
614-1	Р. Талая	0,8		2,3		11,6	2,72
614-9	»	0,9			2,3		
1115	»	1,0			2,2		
637-2	Р. Талая	1,2			2,2	22,8	1,05
614-16	То же	1,0; 1,2	1,5	1,6		14,2	2,93
614-21	»	2,0		2,1		11,3	2,4
637	»	2,4			1,92		
614-6	»	2,6			2,23		
614-4	»	3,0		2,5		10,4	2,21
1105	»	3,0			1,24		
1082	»	3,0					
637-1	»	2,8	4,0	2,4	2,98	5,6; 5,6	1,55
1106	»						
1102	»	4,0			1,78		
614-A-4	»	4,4			0,82		
614-20	»	5,0			0,7		
614-A-1	»		6,5		2,48		
614-8	»	7,2		0,6		3,8	1,18
614-13	»	8,0		2,4		12,9	2,21
614-11	»	10,0			2,72		
614-22	»	120*			2,7	19,3	
614-24	»				2,73		
614-26	»				2,38	8,2	
614-58	»				2,54		
637-4	»				1,82		
637-6	»				0,94		
614-2	»				1,24		
614-6a	»	8,0; 6,4		1,0		4,6 12,6	1,92
1116	»		0,82				
<b>Песчанники</b>							
3008	Руч. Марсаловский (р. Уволга)	1,03		1,7		15,7	3,82
3007	То же	1,2		1,1		16,0	3,57
12-C-7	»	1,6	1,0	0,8			
12-C-3a	»	1,84			1,1		
3007a	»			1,92	1,12		
K-390-3	»			3,06	2,03		
12-C-7a	»			3,23	1,94		
12-C-9	»	3,68		3,72	2,02		
K-204-1	»			4,32	1,96		
3011	»	4,4		1,98		11,8; 12,6	2,16
3006	»		7,4		1,5		
3153	Руч. Большой (верховья)		2,34	1,5	1,38	5,7	1,12
3503	Р. Ногата		3,58		2,78		
9-C-26	Р. Уволга, ср. течение	3,3	3,28		4,54		
9-C-20	То же		3,92		1,58		
9-C-25	»	4,2	4,4	3,48		19,35	2,29
9-C-11	»	5,0	5,2		1,7	3,68	

1	2	3	4	5	6	7	8
9-С-10	Р. Уволга, ср. течение	8,2			1,98		
9-С-6	То же	8,4			3,5		
9-С-18	»	4,8		1,98		17,1	3,0
600-3-1	Р. Тея, у руч. Лопатинского	0,6		2,6		15,3	2,78
600-13-2	То же	1,19			2,75		
600-5-1	»	1,2		2,5		11,6	2,73
600-7-1	»	1,8		2,8		11,6	1,87
600-12-4	»	1,98			2,75		
600-7-2	»	2,2;		2,8		14,1	1,61
600-6-1	»	2,4		3,0		10,2	2,99
600-3-2	»	3,2				10,1	9,94
600-12-2	»	4,74			1,65		
600-11-1	»	5,55		1,7			
600-9-2	»	10,8		2,9		8,6	2,65
600-11-3	»	12,0			3,0		
600-8-3	»	13,7		2,7			
600-8-1	»	14,0	14,2	3,5		14,1	2,89
600-8-5	»	16,0	18,0			14,6	3,35
1067	»	20,0	18,7				
1061	»	3,4			2,8		
А-352-70	»	11,0			2,54		
				2,4	3,86	13,8	1,5
637-3	Р. Талая	0,8					
614-А-3	То же	1,8		0,7		3,2	2,77
1101	»	2,6		0,7		2,3	0,99
614-19	»	3,1	2,5	1,0		4,6	1,12
614-15	»	2,8	3,0	3,5		14,5	3,27
614-А-2	»	4,0			3,28		
614-14	»	4,4			0,82		
614-3а	»	4,5			1,7		
614-17	»	4,6			3,02	13,4	
614-3	»	6,0	5,0		1,98		
614-А-1	»	7,2			2,84		
614-10	»	7,6		0,6		3,8	1,18
614-12	»	9,5		2,7		9,3	1,98
614-18	»	14,0	9,0		2,2		
614-12а	Р. Талая	14,0			2,98		
614-23	То же			1,9		11,1	2,19
614-27	»				1,97		
614-25	»				2,64		
637-5	»				2,97		
637-7	»				0,92		
637-8	»				0,7		
637-9	»				0,78		
637-10	»				0,63		
637-11	»				0,92		
614-5	»				0,7		
614-7	»		3,2			5,6	
			7,62			12,6	
Алевролиты							
600-11-2	Р. Тея, у руч. Лопатинского	0,66			2,7		
600-4-1	То же	0,8			1,4	9,2	1,58
600-4-2	»	1,0				14,2	3,56
				2,9			

1	2	3	4	5	6	7	8
600-11-4	»	1,17			3,2		
600-12-3	»	1,57		3,98		13,5	2,52
600-6-2	»	2,0		3,5		13,3	4,06
600-8-4	»	2,0			3,84		
600-13-1	»	2,35		2,5	2,86	17,2	2,52
600-7-3	»	2,4		2,5;		5,5;	1,17
				2,7		6,3	
600-5-2	»	2,6		3,5;		13,0;	3,38
				3,3		12,5	
600-9-3	»	4,93		3,5	3,42	14,3	3,87
600-13-3	»	7,7			3,0		
600-8-2	»		14,2		3,84	14,4	
600-12-5	»	16,4		3,0	2,86	14,5	3,56

## Зеленоцветная терригенная пачка

## Конгломераты, гравелиты

3018	Руч. Марсаловский (р. Уволга)		10,1	4,60		0,93	1,05
3021	То же			3,40		8,80	1,00
534	»	4,0		2,57		12,24	2,00
543	»	5,0		3,28		7,84	1,12
544	»	6,0		2,13		7,94	1,09
614-a-4	»	5,0		—		—	—
614-a-1	»	7,2		—		—	—
633	»	2,4		—		—	—
633-1	»	2,8	4,0	—		—	—
633-2	»	1,2		—		—	—
1101	»	2,6		—		—	—
1102	»	4,4		—		—	—
1105	»	3,00		—		—	—
1106	»	4,0		—		—	—
1115	»	1,0		—		—	—
1116	»	2,1		—		—	—

## Песчаники

3011	Руч. Марсаловский (р. Уволга)	4,4	—	2,50		11,8	2,16
3013	То же	—	3,3	4,50		18,7	1,99
3023a	»		3,3			—	—
3027	»	7,3	7,3;	2,10		6,50	2,35
			8,4				
533	»	—	—	2,60		11,56	2,02
535	»	—	—	4,37		13,27	2,25
537	»	—	—	2,30		9,12	1,42
538	»	—	—	2,36		7,64	1,11
539	»	3,2	—	2,36		7,64	2,52
539	»	6,0		7,65		23,58	2,52
547	»	3,2		1,16		13,48	2,20
549	»			2,03		11,53	1,44
644-a-3	»	1,8		—		—	—
614-a-2	»	4,0		—		—	—
633-3	»	0,8		—		—	—

1	2	3	4	5	6	7	8
Алевролиты (алевросланцы)							
3015	»		24,0	5,6		16,90	3,96
3028	»		8,7	9,1		27,00	4,60
540	»	2,8	—	5,0		17,29	1,94
541	»	2,8	—	3,9		14,82	1,71
542	»	—	—	6,13		15,12	3,42
546	»	—	—	2,21		15,35	2,31
550	»	2,6	—	4,66		19,2	2,87
550	»	2,6	—	2,94		14,36	1,75
Терригенно-карбонатная толща							
Нижняя доломитовая пачка							
Доломиты, хемогенные и бнохемогенные							
3221	Р. Уволга, ср. течение	0,2			Н. о.	Н. о.	Н. о.
3516	То же		0,23		»	»	»
3503	»		0,28		»	»	»
3133	»		0,32		»	»	»
3516a	»		0,32		»	»	»
3519a	»	0,4	0,38	0,32		—	—
3224	»	0,4			Н. о.		Н. о.
3518	»	0,4		0,2		0,4	0,06
3518a	»	0,4			Н. о.	Н. о.	Н. о.
3221a	»	0,42		0,17			
3517	»	0,5		0,3	0,2	Н. о.	Н. о.
3507	»	0,4	0,7	0,5		0,4	0,1
СУ-1	»		1,18*	0,2	0,1	Н. о.	Н. о.
3519	»	1,8*			Н. о.		
473	»		0,36			0,17	
СУ-2	»		0,15			0,15	
380	Р. Тей, верховье	0,2				0,1	
381	То же		0,21			0,2	
738-6	Р. Нойба, у пос. Нойба	0,6		0,5			
Н-1	То же		0,24			0,15	
73-12	»	0,55		0,4		0,2	0,06
73-13	»	0,6		0,3		0,5	0,09
Доломиты темно-серые и черные битуминозные							
729-4	Р. Нойба, у пос. Нойба	2,1	2,84			2,44	
792-15-1	То же	2,58	2,5			1,42	
729-15	»	2,5	2,6			0,3	
729-15-2	»		3,04			1,14	Н. о.
729-15-7	»					0,54	0,1
729-13-1	»	3,1					
729-18-1	»		3,22			1,5	
729-22	»		3,31			2,04	Н. о.
729-22	»	3,4				4,48	Н. о.
738-8a	»	3,73				3,04	
729-24	»	3,8		5,5			1,7
738-13	»						0,14
738-8	»		3,92			0,72	
738-8	»		4,16				0,6
729-15-4	»	4,96	3,65	0,52		3,56; 3,54	0,1

1	2	3	4	5	6	7	8
732-2а	»		4,35	0,28			Н. о.
738-5	»		4,53		0,67		
729-16	»		4,56		0,45		
729-6	»		4,58		1,0		
738-15	»		4,66		2,25		
738-7	»		4,72		0,47	0,72	0,4
738-15а	»		6,27*		4,67		
729-12	»		9,81*		0,64	2,0	0,52
729-1	»		42,1*		0,5		
729в	»		4,11		1,12	1,8	0,1
Н-2	»		2—52		0,7		
729-4а	»		3,87		0,71		
Терригенно-известняковая пачка							
Известняки глинисто-алевритистые							
567-70	Р. Уволга, ср. течение	1,4	1,38		1,83		
379-4	То же		1,41		0,8	0,6	
3561а	»	1,42		11,5*			0,13
379-13	»	1,48			2,14		
3561	»	1,5		1,75		0,78	
379-8	»		1,63		1,9	2,1	
379-9	»		1,66	2,7		0,98	
567-1-70	»	1,69	1,67		3,32	7,3*	
572-70	»	1,48		1,72		1,2	
583-70	»	0,92			0,45		
581-70	»		1,64		0,78	1,7	
586-70	»		0,34		0,19		0,2
379-7	»		1,71		2,06	0,51	0,33
379-15	»	1,78			2,38	0,3	
3226	»	0,3		1,5		1,1	
3226а	»	3,8		5,0	4,33		
Доломиты глинисто-алевритистые							
3561в	Р. Уволга, ср. течение	0,92	0,91		1,96	0,23	
379-3	То же		1,02		0,8	0,98	
379-3-А	»	1,1			1,26	0,72	
568-70	»	1,12			2,5	0,7	
У-1-А	»		1,18		1,5	0,4	
3225	»	1,22		2,0		0,5	0,66
379-2	»	1,48		3,1		2,0	
569-70	»	1,66	1,62		2,72	0,1	
379-1	»		3,82*		3,3	7,3*	
738-9	Р. Нойба, у пос. Нойба	1,0		1,92		8,6*	1,27
729-15-3	То же	1,1			0,8	0,4	
Н-46-70	»	1,24			1,84	0,4	
А-261-70	Р. Тея, верховье			2,3		0,6	0,02
А-355-70	Р. Тея, у пос. Тея			1,3;		0,2	0,04;
				1,2		0,4	0,03
Мергели							
729-13-2	Р. Нойба, у пос. Нойба	2,0			0,7		
729-13-2а	То же	2,1		2,0		8,38	
729-17	»		2,35		0,7		
729-14	»		2,49				
738-2	»	2,7	2,54		0,63	7,3	
729-9	»						

1	2	3	4	5	6	7	8
379-18	Р. Уволга, ср. течение	2,16		0	0,48		
379-11	То же		2,35		0,7		
379-10	»	2,38		1,2		14,6	4,19
379-12	»	2,7		0,6		11,5	3,42

## Алевролиты

738-4	Р. Нойба, у пос. Нойба	1,8		3,2		9,4	2,53
738-1	То же	2,2			2,63		
729-24	»	3,87		5,5		10,7	3,32
738-15	»	5,64			3,34		
737a	»	12,2*		1,76		8,8	1,27
379-2	Р. Уволга, ср. течение	2,5			2,63		
379-5	То же			2,28		10,2	2,27
379-19	»		3,36				
379-22	Р. Уволга, ср. течение	3,47	3,38				
379-6	То же	10,0*		2,9	2,65	12,5	2,91

## КАРЬЕРНАЯ СВИТА

## ТОЛЩА КВАРЦИТОВИДНЫХ ПЕСЧАНИКОВ

## Конгломераты полимиктовые

3137	Р. Уволга, верховья	1,2		2,4	2,0	12,0	0,76
3136	То же	1,2		1,5	1,7	13,8	0,39
3231	»	1,6		1,7		5,6	
3138	»	1,8			1,84	4,83	0,49
T-7	»	2,3		3,1		76,7*	4,72*
Я-158	»	2,5			1,9	13,2	
Я-388	»	2,57			2,1	15,7	
683	Р. Талая	2,0			2,7	11,2	
1215	То же	2,4		0,9		12,7	
682-9	»	3,0;		0,9		15,4	0,11
		2,8					0,05
682-10	»	3,8	3,9	2,2		17,8	0,56
643	»	4,6		2,9		5,6	
1502	»	7,8*			1,7	13,2	
682-3	»	600*			0,9	37,4*	

## Конгломераты и гравелиты олигомиктовые и мономиктовые

682-3a	Р. Талая	0,6	0,6	1,1		3,4	
674	То же	0,8	1,3		0,7	2,1	
674-1	»	1,08			0,6	4,72	
684	»	1,2	1,1	1,09		3,5	0,23
675	»	1,2	1,2	0,3		5,4	0,07
684a	»	1,2			0,58	4,8	
676	»	1,2		1,2	1,5	5,6	
677	»	1,38				6,1	
682-11	»	1,6		1,3		5,7	0,08
674a	»	160*		1,7		62,4*	0,19
645	»	1,2		0,8		5,4	
661	»	0,8			1,64	5,8	
660	»						
3135	Р. Уволга, верховья	1,4	1,4		1,5	6,2	
3138	То же	1,8		0,85		4,83	0,49



1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Песчаники кварцитовидные</i>							
35416	Р. Уволга, ср. течение	0,7	0,5		0,9	2,3	
3034a	То же	1,35			0,6	2,7	
30346	»	1,38			0,3	2,7	
3134	»		1,4	0,8		3,2	0,11
3034	»	1,85		0,1		2,9	00,08
3232	Р. Уволга, верховья	0,6			1,2	5,6	
3103	То же		0,86	2,9	3,1	6,8	2,41
3099a	»	0,9		0,8		11,8	4,0
3098	»	0,98			0,9	11,8	3,84
3101	»		4,2		1,38		
3100	»	4,4		2,6		3,7	0,12
685	Р. Талая	1,2		0,8		11,4	
686	»	1,2			0,7	3,4	
687	»	1,24			0,6	3,2	
1507	»	1,4			0,8	2,4	
688	»		0,64		0,1	1,2	
A-196-70	Р. Чапа, у устья р. Чнвида			1,5		5,7	0,7
<i>Аргиллито-песчаниковая толща</i>							
<i>Песчаники кварцевые с глауконитом</i>							
3142	Руч. Большой (р. Уволга)	1,6	1,8	0,74			
3146	То же	3,0		0,5		0,72	0,43
3162	»	1,5	0	0,2		1,0	0,34
3163	»		3,56	0,5	0,64	0,3	0,36
3145	»		0,51	0,4		1,1	0,2
3166	»	2,4		7,0*		2,7	0,4
3144	»	1,2		0,52		4,0	0,52
3264	»	2,0		0,7		1,8	0,42
Г-1	»	1,3;			0,8	0,2	0,4
		1,2	1,54		0,67	3,1	
Г-2	»		1,59		0,92		
Г-3	»		1,01		0,34		
Г-4	»		1,01				
Г-5	»		8,33*				
3076	Р. Уволга, ср. течение	0,4	0,6	0,84		4,73	0,42
3075a	»	1,8	2,1	0,6		1,2	0,6
Я-18	Р. Тея, верховье (ур. Курепа)	1,3		0,5	0,38	1,9	0,18
Я-90a	То же	16,0*		1,1		1,9	0,74
Я-19	»	1,4		0,8		1,9	
Я-20	»	3,7		1,0		2,9	0,06
Я-93a	»	1,1		0,5			
Я-95a	»	1,0	1,43	0,3		1,7	0,42
Я-23	»			0,8		1,3	1,04
A-263-70	»			—		1,2	0,2
A-265-70	»			0,5		0,9	0,3
A-264-70	Р. Тея, верховье			0,8		2,0	0,7
A-353-70	Р. Тея, у пос. Тея			0,4;		1,8;	0,1
				0,3		1,7	
A-354-70	То же			0,4		1,8	0,02
A-357-70	»			—		0,8	—
A-367-70	»			0,2		0,8	—
A-377-70	»			—		0,06	—
A-382-70	»			0,4		0,7	—

1	2	3	4	5	6	7	8
A-359-70	Р. Тея, у пос. Тея			1,5		4,7	0,3
A-198-70	Р. Чапа, у устья р. Чивидя			1,5		6,7*	2,1
Алевролиты							
3075	Р. Тея, у пос. Тея	1,3	1,8	1,4		16,0	3,8
Я-36	Р. Тея, верховье	0,8		2,3		11,3	3,12
526a	То же	1,05		2,8		11,3	2,73
527	»	1,2	1,0	1,6		10,8	1,94
527a	»	1,23		1,84			2,52
Я-22a	»		0,92		1,45	11,2	2,12
Я-36-1	»		0,78		1,32	10,9	
A-266-70	»			2,8; 3,2		14,1; 14,5	2,2; 2,2
Я-489	Р. Тея, у пос. Тея		1,22		1,7	12,05	
Я-491	То же		1,1		1,63	13,0	
A-366-70	»			1,3		5,6	0,5
A-383-70	Р. Тея, у устья р. Лады			3,9; 3,8		11,5; 10,2	2,3; 2,1
A-197-70	Р. Чапа, у устья р. Чивидя				1,63	13,0	
Аргиллиты							
Я-22	Р. Тея, верховье	1,2		2,3		9,0	3,83
Я-24	То же	1,0; 0,8	1,02	2,5 2,5		14,4	3,66
Я-26	»	0,8		2,5	2,4	10,8	3,58
Я-92a	Р. Тея, верховье	0,6	1,58	1,8	2,54	11,2	4,0
Я-21	То же	1,3		3,4;		13,1	3,88
Я-96a	»	0,6		3,2		13,0;	3,71
Я-85	»		1,38	2,1; 1,7	2,58; 2,72	16,3 13,6; 13,3	
Я-490	Р. Тея, у пос. Тея		0,86		2,08	13,0	
Я-492	»		1,0		2,5	12,48	
A-361-70	»			7,9*		19,1	1,9
A-358-70	»			6,2		19,0	1,2
A-376-70	Р. Тея, у устья р. Б. Сибирячка			4,7		12,0	1,3
A-378-70	Р. Тея, у устья р. Нойбы			2,6; 3,9		14,7; 11,5	3,0; 2,3
Доломиты							
Я-27	Р. Тея, верховье	0,6	0,58	1,0		0,4	0,23
Я-29	То же	0,4		0,7		1,6	0,58
Я-32	»	0,4; 0,5		1,2		0,46	
Я-33	»	0,2		1,2	0,32	1,2	0,45
Я-34	»	1,6*		0,8		0,7	
Я-30	»		0,38		0,8	0,5	0,41
Я-34a	»		1,54*		0,46	0,6	
Я-493	Р. Тея, у пос. Тея		0,41			0,32	
Я-710	То же	0,28		0,6		0,6	

1	2	3	4	5	6	7	8
Я-710а	Р. Тея, у пос. Тея	0,32			0,54	0,38	
А-379-70	Р. Тея, у устья р. Нойба			0,4		2,1	0,3

## СУКТАЛЬМИНСКАЯ СВИТА

## Флишеидная толща

## Песчанки полимиктовые

Я-401	Р. Тея, у пос. Тея	1,2	0,8	1,5		7,3	1,83
Я-405	То же	6,5*		1,9		5,5	1,52
Я-409	»	0,2		1,3		6,7	1,68
Я-413	»	0,8		1,9	1,58	6,1	1,76
Я-417	»	2,7	2,7	1,7		6,6	1,90
Я-421	»	1,8	1,8	1,4		6,2	1,56
Я-425	»	1,1		1,2		5,9	1,45
Я-429	»	1,1		1,2	1,48	5,3	1,62
Я-433	»	1,5		1,1		6,1	1,99
Я-437	»	1,1		0,9		4,8	1,52
Я-441	»	1,1		0,7		4,1	1,43
Я-445	»	0,9		0,6	0,84	4,1	1,2
Я-449	»	1,2		0,6		4,1	1,14
Я-453	»	1,0		0,8		4,2	1,61
Я-457	»	1,4		1,0		3,9	1,72
Я-400	»	2,0		1,3		7,2	1,6
Я-404	»	0,5		1,7		7,2	1,81
Я-408	»	0,7		1,8		7,8	1,93
Я-410	»	1,1		1,6		6,6	1,83
Я-416	»	2,8		1,1		6,4	1,70
Я-420	»	1,4		1,3		6,2	1,77
Я-424	»	0,4		1,3		4,9	1,72
Я-428	Р. Тея, у пос. Тея	1,4		0,7		6,1	1,69
Я-432	То же	1,4		0,8		3,6	1,19
Я-436	»	1,3		1,3	1,0	5,2	1,56
Я-440	»	1,0		0,8		4,1	1,16
Я-444	»	1,1		0,7		3,7	1,27
Я-448	»	1,0		0,7	0,9	3,2	1,19
Я-452	»	1,0		0,9		3,9	1,27
Я-456	»	1,0		1,3		4,5	1,86
3506	Р. Уволга, ср. течение	2,1		1,1		3,6	1,0
3066	То же	1,8		1,6		4,2	0,9
3097	»	1,8		0,75		2,0	0,55
3097а	»	1,2		1,5		4,7	0,4
3097б	»	1,0		1,9		3,1	0,97
3098	»	1,5		1,5		7,3	1,62
3217	»	2,6		1,0		4,7	1,30
3543	»	1,5		0,9		6,2	1,26
3147	Р. Уволга, руч. Большой	0,8		0,8		3,3	0,53
3147а	То же	1,2		2,0		3,6	0,94
А-188-70	Р. Чапа, 1,5 км выше Чингасана			1,0		6,1	3,4
А-190-70	2 км ниже Чингасана			1,8		6,3	1,3
А-195-70	4,5 км ниже Чингасана			0,9		3,6	0,3
А-199-70	у устья р. Чвида			1,4		5,8	1,8
А-213-70	у устья руч. Таежного			1,3		7,8	1,7
А-256-70	Р. Тея, верховье			1,7		4,3	1,0
А-267-70	То же			1,5		4,2	1,8

1	2	3	4	5	6	7	8
A-269-70	»			1,3		5,8	1,2
A-270-70	»			1,7		6,0	1,6
A-363-70	Р. Тея, у пос. Тея			1,5		6,0	1,9
A-364-70	То же			1,8		6,6	1,8
A-365-70	»			1,3		2,7	1,3
A-380-70	Р. Тея, у устья р. Лада			1,2		5,4	1,4
A-394-70	Р. Тея, у пос. Суворовский			1,2		3,9	1,3
A-397-70	То же			1,3		5,3	1,3
Алевролиты							
Я-402	Р. Тея, у пос. Тея	1,5		2,6		10,0	1,64
Я-406	То же	0,8		1,7		7,9	1,89
Я-410	»	0,7		4,1		8,3	2,18
Я-414	»	0,7	0,7	5,2		15,7	2,72
Я-418	»	8,4*	8,4*	2,1		10,2	2,04
Я-422	»	1,2		3,2		10,8	2,75
Я-426	»	1,0		1,7		8,9	2,10
Я-430	»	1,1		2,6		8,4	1,87
Я-434	»	1,3		3,2		9,7	2,14
Я-438	»	1,3		1,8		7,2	1,32
Я-442	»	1,4		1,9		8,6	2,01
Я-446	»	1,7		1,7		8,6	1,6
Я-450	»	1,2		2,0		6,6	2,29
Я-454	»	2,4		0,9		6,5	1,68
Я-458	»	2,7		2,7		8,1	1,9
A-194-70	»			2,3		11,5	2,8
A-200-70	»			2,7		12,9	2,5
A-366-70	»			1,9		6,3	2,1
A-381-70	Р. Тея, у устья р. Лада			2,4		7,8	2,3
3504	Р. Уволга, ср. течение	1,0	1,0	0,8		7,7	1,54
3505	То же	3,4		1,5		6,8	1,62
3065	»	3,0		0,9		5,7	1,08
3066a	»	2,1		1,9		11,8	2,6
3219	»	1,8		2,0		8,6	2,25
35616	»	1,2		2,0		14,4	1,71
3067	»	2,1		1,8		16,45	1,3
3148	»		1,7	1,7		12,0	3,4
599a	Р. Уволга, ср. течение		14,4*	Н. о.	0,58		0,22
5116	То же		1,1		1,2		
511в	»		1,32	0,7		0,8	0,29
3096	Р. Уволга, верховье		1,18	0,7		1,3	0,6
3803	То же	4,1*	4,1*	0,9		2,2	0,38
Аргиллиты							
Я-403	Р. Тея, у пос. Тея	1,4		4,0		15,6	2,48
Я-407	То же	0,5		3,8		16,7	3,02
Я-411	»	0,8		3,0		17,8	3,30
Я-415	»	1,7		3,7		20,7	3,31
Я-419	»	1,8;		2,9		16,8	2,96
		1,8					
Я-423	»	1,5		3,0	3,48	15,3	3,50
Я-427	»	0,5		4,0		17,6	3,32
Я-431	»	2,7		3,6		17,2	2,93
Я-435	»	1,1		5,4	5,84	16,4	2,85

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Толща тиллитоподобных пород</i>							
Песчаники известковистые							
3300	Руч. Листвяжный (р. Вороговка)	0,6		2,7		7,5	1,2
3303	То же	0,5		2,3		6,2	2,1
3306	»	0,2		0,6		2,5	1,3
3332	»	0,4		0,9		7,1	1,4
3297	»	0,6		—		—	—
4049	»	0,8		1,1		7,1	1,6
4050	»	0,7		1,2		3,5	2,2
4062	Руч. Листвяжный	0,3		1,4		7,5	1,8
4061	То же	0,5		1,2		3,4	1,7
Аргиллиты зеленовато-серые							
3321	Руч. Листвяжный (р. Вороговка)	2,8		1,7		12,0	4,6
3322a	То же	3,1		2,0		11,0	2,6
4047	»	2,3		4,2		14,2	2,7
4047a	»	2,4		3,0		19,6	2,6
4048	Руч. Листвяжный (р. Вороговка)	2,2		3,7		15,1	3,1
3313	То же	3,5		2,5		11,3	3,2
3318	»	3,0		1,5		12,5	4,4
3319	»	2,9		1,2		15,9	4,7
3319a	»	2,8		1,8		12,7	3,6
121	Р. Захребетная	2,9		2,1		13,5	3,5
122	То же	3,0		2,3		12,5	2,9
Туфогенная алевроито-глинистая масса (цемент)							
3319	Руч. Листвяжный	1,5		0,8		6,5	1,5
3311	То же	0,6		Н. о.		2,0	1,1
3315	»	0,7		0,5		2,7	3,0
112	Р. Захребетная	1,3		0,7		5,5	1,4
115	То же	1,4		0,6		3,5	2,0
Алевроито-глинистая масса (цемент)							
1185	Р. Чапа	1,5		3,1		13,4	3,0
1190	То же	1,3		3,2		14,2	2,9
1191	»	1,2		3,0		12,9	3,2
1192	»	2,0		2,9		11,1	2,5
Туфы трахибазальтовых порфиритов и туфогенные породы							
3319б	Руч. Листвяжный	0,4		1,6		6,1	3,4
3330a	То же	0,4		14,0		4,3	3,5
3319в	»	1,0		1,1		7,2	3,5
3319г	»	0,3		0,6		5,6	2,9
3320г	»	1,0		0,5		2,7	3,0

1	2	3	4	5	6	7	8
Я-439	Р. Тея, у пос. Тея	1,0		2,2		10,0	3,08
Я-443	То же	1,2		2,0		9,4	2,73
Я-447	»	0,8		2,4		13,0	3,3
Я-451	»	0,9		2,2	2,3	11,6	3,05
Я-455	»	0,8		2,1		11,7	3,38
Я-459	»	2,5		4,3		14,2	2,90
А-362-70	»			3,2		12,8	2,6
А-189-70	Р. Чапа, 1,5 выше р. Чингасан			2,4		8,5	4,0
Известково-доломитовые породы							
510	Р. Уволга, ср. течение.	1,0	1,07;				
			1,2				
510а	То же	1,4	1,07	0,52			
510б	»	1,2	2,29	0,6		1,8	0,37
510в	»	1,2	1,15		0,6		
510г	»	1,5	1,31				
3068	»	1,9	1,14	0,6		1,5	0,4
511	»		1,25	1,3		3,8	0,82
СУВОРОВСКАЯ СВИТА							
Конгломераты и гравелиты							
115	Р. Уволга, верховье	1,2	1,20	0,3			
114	То же		1,23	0,2		1,2	0,70
118	»		1,38	0,2		1,2	0,69
31	»		0,98	0,2		0,7	
3158	Р. Уволга, руч. Большой	1,6		0,7		3,3	1,0
3163	»				0,62;		
					0,67		
3250	Р. Уволга, ср. течение	4,2*		0,6		1,8	0,38
3260	То же	1,6		0,7		3,3	1,0
3071	»	1,2	1,20	1,52		3,5	0,97
Я-53	Р. Тея, верховье		1,40	0,2			
Я-54	То же		0,98	0,2		0,7	
Я-71	»	1,4	1,42	0,35			
Песчаники							
3069	Р. Уволга, ср. течение	0,6*	0,72	1,9		7,8	2,46
3070	То же	1,2		1,2	1,14	5,3	1,39
3088	»	0,4		3,5		4,5	Н. о.
3089	»	1,1		0,9	0,84	3,4	0,84
3089б	»		1,2;	1,1	1,65	5,5	0,97
			1,3				
3092	»	0,6		1,0		3,0	1,1
3092а	»	1,2		2,09	2,18	12,0	3,4
3258	»	2,0		0,7		3,6	1,23
3261	»	0,6		1,3	0,95	3,8	1,08
3253	»	0,8		0,8		3,9	1,1
3258а	»		0,64	1,35		5,84	
3261а	»		0,6		1,9	3,7	2,0
3159	Р. Уволга, руч. Большой		1,2	1,2			0,88
3160	То же	0,6	0,73	0,8		1,4	0,73
3140	»	0,8	0,96	2,5		8,4	1,3
3141	»	1,4	1,7	1,13		5,0	0,97
А-187-70	Р. Чапа, у устья р. Сукталыма			0,7		4,1	0,9
А-271-70	Р. Тея, верховье			1,1		6,3	1,5
А-272-70	То же			1,2		6,2	1,2
А-273-70	»			1,5		1,4	0,7
А-396-70	Р. Тея, у пос. Суворовский			0,2		1,4	0,7
Алевриты							
У-1	Р. Уволга, верховье		1,32	0,9		3,8	1,52
У-2	То же		1,03	2,6		10,0	

1	2	3	4	5	6	7	8
У-3	Р. Уволга, верховье	1,3		1,8			9,6
У-4	То же		1,2	1,3			4,7
У-5	»	1,0	1,12		2,5;		3,4
У-9	»		1,18	1,8	2,3		6,3
У-10	»		1,24	2,42			2,2
У-11	»		1,34	0,8			9,3
У-12	»						1,6
3150	Руч. Большой (р. Уволга)	1,0			1,83	7,4	
152	Р. Уволга, верховье	0,8	0,78	1,0		5,0	1,6
А-270-70	Р. Тея, верховье		0,62		0,6	2,6	
А-255-70	То же			2,5		9,8	1,5
				2,1		7,3	1,8

## Аргиллиты

Я-66	Р. Тея, верховье	3,88		1,7		11,0	2,41
Я-67	То же	2,8		2,0;	2,1	11,2;	2,55
				1,3		11,2	
Я-68	»	2,7		2,2		10,0	2,3
Я-69	»	3,7		1,8		10,1	2,6
Я-70	»	1,6		0,9		4,3	1,2
У-6	»		2,63	2,3		11,1	
У-7	»		2,57	0,98		9,8	
У-8	»		3,8	1,32		10,0	

## ПОДЪЕМСКАЯ СВИТА (ЗАПАДНЫЕ РАЗРЕЗЫ)

## Нижняя доломитовая пачка

## Доломиты глинисто-алевритистые

3252	Р. Уволга, ср. течение	0,23	0,37	0,9		1,0	
Я-359	То же	0,7		1,1	0,94	1,3	0,25
Я-356	»		0,83		0,93		0,23
3255	»	0,9	0,87	0,9		0,9	
515	»	1,2	0,96	0,92			
Я-358	»	1,2		1,1;	0,93	1,0;	0,44
				1,2		1,1	
517	»		1,2		1,7		
Я-360	»			1,0	1,1	1,5	0,57
3072	»	1,5		0,8	0,84	1,50	0,43
3254	»	1,9					
			1,92		1,85	0,9	0,2
515	Р. Уволга, ср. течение		1,98		1,35	0,5	
3251	То же		2,03		1,24		0,48
518	»		2,27		0,8		
516	»		3,06		0,4		
519	»		3,2		0,5		
3257	»		3,43		0,87	1,3	
3139	»	3,6		0,8		1,1	0,5
Я-357	»	4,3		1,3;	1,15		0,26
				1,0			
3155а	»		0,91		0,72		
517-1	»		1,54		0,7		

## Верхняя терригенно-известняковая пачка

## Известняки глинисто-алевритистые

22	Р. Уволга, верховье		1,1		2,25	3,7	
23	То же		1,04		3,05		0,23
24	»		1,34		1,95		
353	»	2,8			1,9		
529-11-5	Р. Уволга, ср. течение	0,9		1,31		7,8	
529-23-2	То же	1,5			0,45	9,8	
		1,2			1,4		
577	»	1,0			1,4		
5966	»	1,1			2,1		
583	»	1,2					

	2	3	4	5	6	7	8
573	Р. Уволга, ср. течение	1,3					
529-23-3	То же	1,4					
573-2	»	1,4			1,9		
580	»	1,4					
594a	»	1,4		1,8		3,7	
529-11-2	»	1,5		1,0		8,3	
576-2	»	1,5			3,5		
574	»	1,6	1,58		1,7		
529-17	»	1,6			2,15		
529-4	»	1,6			1,96		
590б	»	1,7		2,2;		2,9	0,6
				2,3			
593a	»		1,72	1,3		8,9	
529-11-4	»		1,77		0,7		
592	»	1,8		1,0	1,2	1,2	0,12
593	»	1,8		0,1		4,0	0,02
529-9-1	»	1,8		1,3		8,4	0,16
594	»	2,2	1,61		2,15		
522-14	»	2,0			1,4		
596г	»	2,1			1,48		
3582a	»	2,2		0,1		2,1	
596	»	2,6		1,9		1,6	
593б	»		2,97		2,18		
529-1-1	»		1,0	0,7		1,2	0,33
587	»			2,0		7,8	2,22*
595	»	4,8*				6,5	
589	»	6,0*			3,3		
590a	»	16,0*		1,3		8,3	0,12
588	»	25*		1,5		8,99	0,31
		37*	28*		3,28		

## Известняки чистые

207	Р. Уволга, верховье	0,8			0,5	0,9	
208	То же	0,8					
3078б	Р. Уволга, ср. течение	0,2	0,51	2,0	1,52	Н. о.	
3078	То же	0,2	0,39	0,07		0,6	
529-23-1	»	0,3			0,1		
529-23-4	»	0,4			0,28	0,8	
529-25-1	»	0,6			0,45	0,2	
529-1-3	»	0,4					
582	»	0,5	0,39				
529-48	»		0,5		0,27	1,0	
529-11-1	»	0,5			0,3		
Б-3	»		0,52	1,0		0,4	0,07
529-13-1	»		0,58				
Б-8	»		0,58	1,7		1,6	0,22
529-43	»		0,59		0,17		
Б-4	»		0,58		0,3	0,7	
529-13-2	»	0,6					
575	»	0,6					
529-11-3	»	0,6			0,7	0,8	
529-25-3	»	0,6					
529-43a	»	0,62			0,7	1,0	
529-27	»		0,63		0,3	0,2	
Б-2	»		0,63				
529-26-1	»		0,69	1,2	1,4	1,2	0,11
529-32	»		0,72				
Б-5	»		0,74		0,3	0,2	
529-26	»	0,7	0,83	0,92		1,3	0,15
Б-7	»		0,78		0,96	0,9	
582a	»	0,8	0,8				
Б-1	»	0,6	1,4				
529-25-2	»		0,9				
573-1	»	1,0		0,9		0,2	0,2
576-1	»	1,0					
529-9-3	»	1,0					
				0,92		1,1	0,1



1	2	3	4	5	6	7	8
576	Р. Уволга, ср. течение	1,1			1,5		
Б-6	То же	1,1					
Песчаники							
529-а	Р. Уволга, ср. течение		0,73		0,34		
529-14а	То же		0,78		0,28		
529-18	»		0,8	1,66		0,8	
529-10	»		1,77	2,0		0,3	0,23
593б	»		2,2		0,3	1,0	
529-9-1	»		2,23	0,5		0,9	0,16
529-20	»		2,51		0,97		
529-23-5	»		2,54	1	1,97	1,8	
529-8	»		2,65		1,34	1,2	0,18
529-7	»		3,14	Н. о.		1,9	0,34
529-3	»		3,5	2,1		4,0*	1,41*
Алевриты							
586	Р. Уволга, ср. течение		0,2				
3070а	То же	0,2		2,0	2,48	9,8	2,72
590	»	0,25					
596а	»		0,48	1,4		3,7	0,9
581	»	0,6			1,98		
529-24	»	0,7		2,0	2,15	8,3	2,66
529-17	»		1,28	1,9		8,9	2,64
529-5	»		1,99		1,95	6,8	
596в	»		2,38				
529-00	»		2,56		1,3	4,5	
3583	»	2,6		1,9		6,5	0,18
585	»	3,5			1,78	7,6	
529-12	»		3,7		1,8		
529-14	»	3,7		1,3		8,4	2,92
587	»	4,8			1,64	4,0	0,9
22а	Р. Уволга, верховье		34,2*				
ПОДЪЕМСКАЯ СВИТА (ВОСТОЧНЫЕ РАЗРЕЗЫ)							
Конгломераты и гравелиты полимиктовые							
Я-254	Р. Тей, у устья руч. Глубокого	1,0		1,8		7,3	0,98
Я-255	То же	1,2		2,4		10,0	2,37
А-446-70	»			1,5;		3,5;	0,9;
				1,1		1,5	0,5
Я-314	Р. Тей, у о. Талый	1,5		2,5;		8,6;	1,40;
				2,1		6,6	1,39
Песчаники полимиктовые доломитистые							
Я-272	Р. Тей, у устья руч. Глубокого	0,9		1,2		7,9	0,96
Я-259	То же	7,2		2,0		9,8	1,32
Я-256	»	3,0		2,4		12,1	1,62
Я-278	»	1,2		1,5		3,5	0,49
Я-268	»	1,5		1,5		5,8	1,17
Я-263	»	1,1;		1,5		5,3	0,83
		1,1		2,0		7,6	1,48
Я-260	»	0,8		1,7		6,5	1,27
Я-261	»						
Я-264	»	0,55		2,0		8,5	0,83
Я-297	Р. Тей, у о. Талый	0,9		2,3		4,2	0,30
Я-267	Р. Тей, у устья руч.-Глубокого	1,6		2,2		8,6	1,49
Песчаники кварцевые доломитистые							
Я-192	Р. Тей, у устья руч. Юхталик	0,7		0,5		1,4	0,15
Я-204	То же	0,4		0,6		1,2	Н. о.
Я-193	»	0,7		0,5		2,0	0,09

1	2	3	4	5	6	7	8
Я-206	»	0,5		0,5		2,7	0,04
Я-195	»	0,35		0,7		2,9	0,18
Я-200	»	1,2		0,5		2,8	0,32
Я-191	»	0,9		0,7		1,4	Н. о.
А-430-70	»			1,7		5,9	1,5
А-432-70	»			1,9		3,8	0,5
Я-196	»	1,4; 1,9		0,6		0,6	0,37
А-462-70	Р. Тея, у руч. Подъем			1,0		2,0	1,5
А-460-70	То же			0,2		0,7	0,6
Доломиты песчанистые							
А-461-70	Р. Тея, у руч. Подъем			0,4		0,1	0,1
А-447-70	Р. Тея, у устья руч. Глубокого			1,1		1,0	0,1
Я-288	»	0,6; 0,55	4,3; 4,5			1,7; 1,7	0,2; 0,18
А-431-70	Р. Тея, у устья руч. Юхталик			1,9		0,5	0,4
Я-203	То же	0,55		1,4		3,5	0,43
Я-205	»	0,65		1,5		6,2	0,63
Я-294	Р. Тея, у о. Талый	1,3		5,6		3,3	0,03
Я-293	То же			1,1		3,1	0,3
Алевролиты							
Я-211	Р. Тея, у устья руч. Юхталик	1,1		1,4		1,8	0,09
Я-213	То же	0,3		1,3; 1,6		1,5; 1,6	0,07 0,05
Я-216	»	0,55; 0,25		1,3		2,1	0,51
НЕМЧАНСКАЯ СВИТА							
Конгломераты и гравелиты кварцевые и кварц-полевошпатовые							
73-6	Р. Чапа, ниже устья р. Чивида	1,5		0,6		3,8	0,69
73-7	То же	1,2		0,5		4,0	0,33
73-8	»	1,9		1,2		7,4	1,28
73-11	»	1,4		0,5		3,3	0,55
73-3	»	1,6		0,4		3,1	1,99
Я-306	Р. Тея, у устья руч. Подъем	1,1		0,8		8,1	1,01
Я-304	То же	1,7		0,5		2,0	0,37
А-202-70	Р. Чапа, ниже рч. Немчанка	0,3		0,3		4,6	0,56
Песчаники кварцевые							
Я-305	Р. Тея, ниже руч. Подъем	0,5		1,1		4,1	0,44
Я-240	То же	1,3		0,7		4,8	0,47
А-201-70	Р. Чапа, ниже р. Чивида	1,1		0,8		3,8	0,40
А-203-70	То же	1,5		0,3		4,6	0,57
А-20670	Р. Чапа, ниже реч. Бурной	0,8		0,3		1,6	0,28
А-216-70	Р. Чапа, ниже руч. Таежного	1,6		0,4		3,9	0,94
А-463-70	Р. Тея, ниже руч. Подъем	1,3		0,4		3,3	0,8
А-465-70	То же	1,7		0,3; 0,3		1,8; 1,6	0,6; 0,6
Песчаники кварц-полевошпатовые							
Я-300	Р. Тея, ниже руч. Подъем	1,6		0,6		6,3	1,49
Я-302	То же	1,3		0,7		10,0	1,71
Я-301	»	1,8		0,7; 1,0		7,8; 6,1	1,78 1,25
73-4	»	1,4		0,6		3,8	1,95
73-5	Р. Чапа, ниже р. Чивида	0,7		1,4		3,5	0,79
А-213-27	Р. Чапа, ниже руч. Углового	1,5		0,6		5,1	1,5
А-218-70	То же	1,4		1,0		3,3	0,8

1	2	3	4	5	6	7	8
Алевролиты							
Я-141	Р. Тея, у устья руч. Подъем			0,8		6,7	1,73
73-20	То же			0,5		2,6	1,15
Я-140	»	1,5		1,0		4,3	1,29
73-1	Р. Чапа, ниже р. Чвида	1,4		0,7		6,3	1,41
73-15	То же			2,1		5,6	1,31
73-2	»	1,2;		0,8		5,0	1,42
		1,8					
73-14	»	0,9		0,9		7,5	1,38
А-191-70	Р. Чапа, ниже р. Чвида	1,6		1,8		6,0	0,96
А-192-70	То же	1,0		1,8		5,6	0,87
А-418-70	Р. Тея, ниже рч. Мадры	1,2		1,1		3,0	0,6
А-419-70	То же	1,4		1,4		6,6	2,2
А-420-70	»	1,5		1,6;		7,9;	1,3;
				1,5		8,0	1,1
Аргиллиты							
А-202-70	Р. Чапа, ниже р. Чвида	1,4		3,1		10,2	3,1
А-464-70	Р. Тея, ниже руч. Подъем	1,5		1,9;		8,4;	3,7;
				1,9		10,6	3,4
73-9	Р. Чапа, ниже р. Чвида	1,6		1,6		5,7	1,49
3310	То же	1,4		1,4		6,2	1,84
Доломиты							
А-205-70	Р. Чапа, ниже р. Чвида	0,3		0,1		—	0,1
Глинистый доломит							
А-143-70	Р. Чапа, ниже р. Чвида	0,6		0,7;		2,3;	0,38
				1,0		2,9	0,32

Примечание. СХ — спектрохимический, НА — нейтронно-радиоактивационный, ГСМ — гамма-спектрометрический, ЛЮМ — люминесцентный методы анализа. \* — числовые значения анализов элементов не учитывались при подсчете средних величин.

Содержание золота и радиоактивных элементов в терригенно-карбонатных отложениях воровговской серии

№ пробы	Место взятия проб	Золото, мг/т (Сх)	Уран, г/т	Торий, г/т	Калий, %
1	2	3	4	5	6

СЕВЕРОРЕЧЕНСКАЯ СВИТА

Конгломераты и гравелиты красноцветные

А-381-72	Р. Вороговка, в 4 км выше Мал. Северной	1,2	0,6	2,8	0,45
А-383-72	То же	—	1,8	1,1	0,27
А-415-72	Р. Вороговка, в 11 км выше р. Северной	2,4	0,6	2,2	0,23
А-416-72	То же	1,6	0,7	2,3	0,33
А-450-72	Р. Михеева, в 1,7 км выше устья	2,8	0,7	0,7	0,1
А-451-72	То же	4,5	0,2	4,3	0,9

Конгломераты и гравелиты зеленоцветные

А-447-72	Р. Михеева, в 1,7 км выше устья	0,3; 9,9	4,0	1,5	1,1
А-448-72	То же	2,1; 1,2	0,2	0,4	0,01
А-468-72	Р. Вороговка, в 6 км ниже р. Михеева	1,5; 3,4	0,2	2,2	0,34
А-470-72	То же	2,4; 3,7	0,2	1,9	0,3
А-471-72	»	2,2; 2,1	—	1,0	—
А-472-72	»	0,5		0,6	

Песчанники красноцветные

А-382-72	Р. Вороговка, в 4 км выше р. Мал. Северной	1,2; 1,6	1,1	3,0	0,33
А-393-72	То же	1,2	0,1	2,1	0,41
А-417-72	Р. Вороговка, в 11 км выше р. Северной	0,4	0,5	3,9	0,70
А-416-72	Р. Вороговка, выше р. Мутниной	2,1	—	—	—
А-466-72	То же	3,6	1,4	9,0	1,5
А-474-72	Р. Вороговка, в 7 км ниже р. Михеева	1,5	0,8	6,9	1,0

Песчанники зеленоцветные

А-449-72	Р. Михеева, в 1,7 км выше устья	1,1	2,1	6,2	1,4
А-462-72	Р. Вороговка, в 6 км ниже р. Михеевой	2,0	1,9	8,4	2,2
А-463-72	»	1,6	0,8	7,4	1,2
А-465-72	Р. Вороговка, выше р. Мутниной	1,8	0,6	3,8	0,5
А-469-72	Р. Вороговка, в 6 км ниже р. Михеева	1,5; 4,3	1,7	6,6	1,9
А-4733-72	То же	1,7	1,9	6,6	1,4
А-475-72	Р. Вороговка, в 8 км ниже р. Михеева	0,4	0,2	2,9	0,4

Алевролиты

А-476-72	Р. Вороговка, выше р. Мутниной	0,6	2,3	8,5	2,1
----------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----

1	2	3	4	5	6
Туфы и туфогенные породы					
А-481-72	Р. Вороговка, в 2 км выше р. Мутинной	0,3'	1,9	—	0,3
А-483-72	То же	0,3	2,1	0,4	0,1
А-484-72	»	0,3	1,3	0,9	—
А-486-72	»	0,3	2,7	0,1	—
А-490-72	»	0,3	2,4	0,4	—
СУХОРЕЧЕНСКАЯ СВИТА					
Песчанники					
А-492-72	Р. Вороговка, в 0,6 км выше р. Мутинной	0,5	2,0; 1,3	5,4; 6,3	0,8; 0,9
А-493-72	То же	0,6	1,7	5,9	0,7
А-496-72	»	0,6	1,6	6,5	1,0
А-494-72	Р. Вороговка, в 4 км ниже р. Мутинной	0,5	1,3	5,0	1,1
А-497-72	То же	0,5	2,4	8,3	1,3
А-498-72	Р. Вороговка, в 7 км ниже р. Мутинной	0,5	0,9	4,1	1,2
А-499-72	Р. Вороговка, в 2 км выше р. Сухой	0,6	1,2	5,7	1,7
МУТНИНСКАЯ СВИТА					
Песчанники					
А-395-72	Р. Вороговка, в 4 км выше р. Мал. Северной	1,2	1,7	2,4	0,43
А-426-72	Р. Вороговка, в 1,5 км выше р. Северной	0,8	3,5	1,5	0,50
А-429-72	Р. Вороговка, выше р. Михеева	1,8; 1,7	1,8; 2,7	7,7; 5,9	1,4; 1,2
А-432-72	Р. Вороговка, в 4 км выше р. Ми- хеева	0,8	1,2	1,3	0,4
Алевролиты					
А-430-72	Р. Вороговка, выше р. Михеева	1,2	4,8; 5,3	17,6; 16,4	2,8; 2,9
Глинистые известняки, мергели					
А-418-72	Р. Вороговка, в 10 км выше р. Северной	0,4	1,2	2,4	0,50
А-419-72	То же	1,1	1,4	1,6	0,37
А-421-72	»	0,6	1,4	1,5	0,2
А-422-72	»	0,5	1,2	1,5	0,31
А-423-72	»	0,6	1,5	1,2	0,4
А-424-72	Р. Вороговка, в 7 км выше р. Северной	1,6	3,5	1,5	0,5

1	2	3	4	5	6
Известняки					
A-477-72	Р. Вороговка, в 2 км выше р. Мутниной	0,4	2,3	8,5	2,1
A-479-72	То же	0,5	1,5	—	—
Известняки					
A-495-72	Р. Вороговка, в 3,5 км ниже р. Мутниной	0,4	1,3	1,7	0,5
A-502-72	Р. Вороговка, в 0,5 км выше устья	0,5	0,8	1,4	0,2
Известняки песчано-глинистые					
A-500-72	Р. Вороговка, в 2 км выше устья	0,4	0,8	3,1	1,1
A-501-72	Р. Вороговка, в 1 км выше устья	0,4	1,6	1,4	0,5
A-503-72	То же	0,5	0,9	2,2	0,8

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава I. Стратиграфическая характеристика отложений верхнего докембрия северо-восточной части Енисейского края . . . . .	5
Стратиграфические подразделения . . . . .	9
Возраст и стратиграфический объем чингасанской серии . . . . .	22
О сопоставления отложений верхнего докембрия разных районов Заангарья . . . . .	26
Глава II. Литологический состав и условия формирования отложений . . . . .	30
Главные типы пород и их текстурные особенности . . . . .	—
Условия осадконакопления . . . . .	58
Глава III. Постседиментационные изменения и метаморфизм отложений . . . . .	62
Постседиментационные преобразования . . . . .	—
Метаморфизм осадочных пород . . . . .	67
Глава IV. Распределение золота в верхнерифейских и вендских отложениях . . . . .	80
Содержание золота в породах . . . . .	81
Некоторые общие закономерности распределения золота в отложениях разных фацнальных обстановок . . . . .	97
Глава V. Распределение радиоактивных элементов в отложениях верхнего рифея, венда . . . . .	103
Содержание урана, тория и калия в породах . . . . .	104
О формах нахождения радиоактивных элементов в породах . . . . .	122
Некоторые общие закономерности распределения радиоактивных элементов в отложениях разных фацнальных обстановок . . . . .	123
Глава VI. Сравнительная геохимическая характеристика осадочных и гидротермально измененных пород . . . . .	129
О соотношении золота, урана, тория и калия с золотом и другими элементами . . . . .	—
Золото и радиоактивные элементы в седиментационно-диагенетических образованиях . . . . .	133
Геохимические особенности контактово-метаморфизованных пород и гидротермально-метасоматических образований . . . . .	135
Сравнительная геохимическая характеристика верхнедокембрийских отложений разных районов Заангарья . . . . .	142
Заключение . . . . .	148
Литература . . . . .	152
Приложения . . . . .	161

Александр Дмитриевич Ножкин,  
Виктор Андреевич Гавриленко

**ЗОЛОТО  
И РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ  
В ПОЛИФАЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ  
(на примере верхнего рифея  
и венда северной части Енисейского края)**

Ответственный редактор  
*Александр Сергеевич Митропольский*

Редактор *Л. И. Замулло*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *Н. А. Савельева*  
Технический редактор *А. М. Вялых*  
Корректоры *И. Г. Примогенова, Н. В. Клопогна*

---

Сдано в набор 8 января 1976 г. Подписано в печать 15 сентября 1976 г. МН 01567. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бумага типографская № 2. 11,5 печ. л.+1 печ. л. на мел. бум., 17,5 усл. печ. л.+1 вкл., 17,9 уч.-изд. л.  
Тираж 1100 экз. Заказ № 8. Цена 1 р. 79 к.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение 630099. Новосибирск. 99. Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.