

Том 2, Номер 4-5

Июль - Октябрь 1994

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор  
Б.С. Соколов



МАИК НАУКА

*Российская академия наук*

# **СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

**Том 2 № 4 - 5 1994 Июль - Октябрь**

Основан в 1993 г.  
Выходит 6 раз в год  
ISSN: 0869-592X

*Главный редактор*  
**Б. С. Соколов**

*Заместитель главного редактора*  
**М. А. Семихатов**

*Ответственный секретарь*  
**А. Б. Герман**

**Члены редакционной коллегии:**

**А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев,  
И. А. Басов, М. Бассет, В. А. Бергрен, Е. В. Бибилова,  
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,  
В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко,  
Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов, Сунь Вейго, В. Е. Хаин,  
К. Чинзей, Н. М. Чумаков**

*Зав. редакцией Т. В. Тришкина*  
*Науч. редактор А. С. Тарабанова*

*Адрес редакции:* 109180 Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22,  
Институт литосферы РАН, комн. 2, тел. 231-21-64

**Москва**  
**Международная академическая**  
**издательская компания "Наука"**

# СОДЕРЖАНИЕ

## Том 2, номер 4, 1994

---

---

|   |    |
|---|----|
| Позднедокембрийский этап эволюции состава терригенных пород<br><i>А. В. Сочава, В. Н. Подковыров, С. Б. Фелицын</i>                 | 3  |
| Пограничные отложения девона и карбона на севере Тимано-Печорской провинции<br><i>А. В. Дуркина, В. И. Авхимович</i>                | 22 |
| Биостратиграфия и биогеография ранней перми Юго-Восточного Памира<br><i>Т. А. Грунт, В. П. Новиков</i>                              | 28 |
| Ранне- и среднеюрские остракоды севера Сибири:<br>основные закономерности эволюции и зональная шкала<br><i>Б. Л. Никитенко</i>      | 38 |
| Пермские радиолярии Северо-Востока России<br><i>В. С. Вишневская</i>  | 56 |
| Разнообразие меловых платанообразных Анадырско-Корякского субрегиона<br>в связи с изменением климата<br><i>А. Б. Герман</i>         | 62 |
| Палеогеновые радиолярии массива Тродос (Кипр)<br><i>И. Е. Хохлова</i>   | 78 |
| Корреляция морских и континентальных отложений плейстоцена Северо-Западного Причерноморья<br><i>А. К. Маркова, К. Д. Михайлеску</i> | 87 |

---

**Персоналии**

|  |    |
|--|----|
| Юозас Далинкевичюс (1893 - 1980)<br><i>В. Л. Лелешус</i> | 95 |
|--|----|

---

---

## Том 2, номер 5, 1994

---

---

|  |     |
|--|-----|
| Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий<br>в рифейских бассейнах Сибири<br><i>А. Ф. Вейс, П. Ю. Петров</i>  | 97  |
| Следы позднепермского оледенения на реке Колыме:<br>отзвук гондванских оледенений на северо-востоке Азии?<br><i>Н. М. Чумаков</i>  | 130 |
| Особенности осадконакопления, палеоклиматы и геологические события<br>на маастрихт-среднеэоценовой суше в Казахстане и Средней Азии<br><i>Ю. Г. Цеховский</i>                        | 151 |
| Эпизоды биогенного кремненакопления в палеогене Северного Кавказа<br>и прилегающих районов Тетической области<br><i>Э. П. Радионова, И. Е. Хохлова</i>                               | 161 |
| Биота переходных слоев плиоцена - плейстоцена Камчатского региона<br>(диатомовые, моллюски, фораминиферы)<br><i>Ю. Б. Гладенков, А. Э. Басилян, М. Е. Былинская, А. Ю. Гладенков</i> | 170 |

---

**Краткие сообщения**

|  |     |
|--|-----|
| Хитинозои силура западной части Гвинеийской Республики<br><i>В. В. Фуртес</i>  | 180 |
| Сейсмостратиграфические критерии разделения морских и континентальных фаций<br><i>В. М. Ковылин, А. Е. Шлезингер</i> | 184 |

---

---

# CONTENTS

---

---

## Volume 2, Number 4, 1994

Simultaneous English language translation of the journal is available from МАИК НАУКА/Interperiodica Publishing (Russia).  
*Stratigraphy and Geological Correlation* ISSN 0869-5938.

---

---

|  |    |
|--|----|
| The Evolution of Terrigenous Rocks in the Late Precambrian<br><i>A. V. Sochava, V. N. Podkovyrov, and S. B. Felitsin</i>                           | 3  |
| Devonian–Carboniferous Boundary Deposits in the Northern Timan–Pechora Province<br><i>A. V. Durkina and V. I. Avchimovich</i>                      | 22 |
| Biostratigraphy and Biogeography of the Early Permian in the Southeastern Pamirs<br><i>T. A. Grunt and V. P. Novikov</i>                           | 28 |
| Early and Middle Jurassic Ostracods of the Northern Siberia:<br>Principal Regularities in Evolution, and the Zonal Scale<br><i>V. L. Nikitenko</i> | 38 |
| The Permian Radiolarians of Northeastern Russia<br><i>V. S. Vishnevskaya</i>   | 56 |
| Diversity of the Cretaceous Platanoid Plants of the Anadyr'–Koryak Subregion<br>in Relation to Climatic Changes<br><i>A. B. Herman</i>             | 62 |
| Paleogene Radiolarians of the Troodos Massif (Cyprus)<br><i>I. E. Khokhlova</i>  | 78 |
| Correlation of Pleistocene Marine and Continental Deposits<br>from the Northwestern Black Sea Region<br><i>A. K. Markova and K. D. Mikhailesku</i> | 87 |
| <hr/>  |    |
| <b>Personalia</b>  |    |
| Juosas Dalinkevichius (1893 - 1993)<br><i>V. L. Leleshus</i>   | 95 |

---

---

## Volume 2, Number 5, 1994

Simultaneous English language translation of the journal is available from МАИК НАУКА/Interperiodica Publishing (Russia).  
*Stratigraphy and Geological Correlation* ISSN 0869-5938.

---

---

|   |     |
|---|-----|
| The Main Peculiarities of The Facies-Ecological Distribution of Microfossils in the Riphean Basins of Siberia<br><i>A. F. Veis and P. Yu. Petrov</i>  | 97  |
| Evidence for the Late Permian Glaciation on the Kolyma River: the Repercussion<br>of the Gondwana Glaciations in Northeast Asia?<br><i>N. M. Chumakov</i>                                     | 130 |
| Sedimentation Peculiarities, Climates, and Geological Events on the Maestrichtian - Middle Eocene Land<br>in Kazakhstan and Central Asia<br><i>Yu. G. Tsekhovskii</i>                         | 151 |
| Paleogene Episodes of Biogenic Silica Accumulation in Northern Caucasus and Adjacent Tethyan Regions<br><i>E. P. Radionova and I. E. Khokhlova</i>  | 161 |
| Biota of Transitional Pliocene-Pleistocene Sediments in Kamchatka Region (Diatoms, Mollusks, Foraminifers)<br><i>Yu. B. Gladenkov, A. E. Basilyan, M. E. Bylinskaya, and A. Yu. Gladenkov</i> | 170 |
| <hr/>   |     |
| <b>Brief Communications</b>   |     |
| Silurian Chitinozoa From West of Guinea Republic<br><i>V. V. Furtes</i>   | 180 |
| Seismic Stratigraphic Criteria for Distinguishing Marine from Continental Facies<br><i>V. M. Kovylin and A. E. Shlezinger</i>   | 184 |

---

---





Эволюция биосферы

УДК 551.72:551.311.6

## ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

© 1994 г. А. В. Сочава, В. Н. Подковыров, С. Б. Фелицын

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН  
199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

Поступила в редакцию 17.05.93 г.

Проведена статистическая обработка выборки из более 4000 силикатных анализов аргиллитов, алевролитов и песчаников рифея и венда Русской платформы, Урала, Сибирской платформы и ее складчатого обрамления и сравнение этих материалов с известными данными по фанерозою. Полученные результаты свидетельствуют об относительном постоянстве средних составов терригенных пород на протяжении позднего докембрия и раннего палеозоя и их резком изменении от среднего - позднего палеозоя к мезозою - кайнозою. Этот революционный этап в истории терригенного осадконакопления, вероятно, связан с появлением высших наземных растений, что, с одной стороны, определило изменения характера химического выветривания в областях сноса (в первую очередь – возрастание подвижности калия), а с другой – привело к сокращению интенсивности золотой переработки терригенного материала и, как следствие, падению в фанерозое степени зрелости песчаных пород.

### ВВЕДЕНИЕ

Терригенные породы составляют около 70% осадочной оболочки Земли (Ронов и др., 1990а). Поэтому изменение их среднего состава на протяжении геологической истории представляет собой важнейшее явление в эволюции осадконакопления в целом. Основная часть аналитического материала, лежащего в основе существующих в настоящее время представлений об эволюции петрохимии терригенных пород, получена А.Б. Роновым и соавторами (Ронов и др., 1970, 1990; Виноградов, Ронов, 1956) при детальном изучении фанерозойских, а позднее и докембрийских (Ронов, Казаков, 1983; Ронов и др., 1990а) отложений Русской платформы. Сопоставление этих данных с результатами аналогичных исследований в других регионах мира, и в первую очередь на Северо-Американской платформе (Ронов, Мигдисов, 1970), позволило установить основные тенденции изменения состава песчаных и глинистых пород на протяжении протерозоя и фанерозоя. Согласно разработанным на этой основе представлениям, эти тенденции заключаются в возрастании содержания калия в глинистых и песчаных породах от архея до нижнего палеозоя с последующим его падением от среднего палеозоя к кайнозою и противоположными тенденциями изменения содержания в них натрия с минимумом в нижнем палеозое. Кроме того, на всем протяжении геологической истории предполагается последо-

вательное сокращение содержания в глинах железа и возрастание модулей  $Fe_2O_3/FeO$  и  $Al_2O_3/SiO_2$ , в то время как в составах песчаных пород значение последнего модуля последовательно сокращается (Ронов, Мигдисов, 1970; Ронов и др., 1990б).

Р. Гаррелс и Ф. Маккензи (1974) предложили более генерализованную схему эволюции состава глинистых пород на протяжении протерозоя и фанерозоя: последовательное сокращение содержания в них калия и закисного железа и увеличение содержания натрия, магния, кремнезема и окисного железа, нормированных к алюминию.

Задача настоящего исследования – детальный анализ рифейского и вендского этапов эволюции составов терригенных пород, который в указанных выше обобщениях оценивается как единый интервал времени и представлен на соответствующих графиках в виде одной точки, в то время как каждое из трех подразделений рифея по длительности соизмеримо с палеозоем.

Детальное изучение позднекембрийских терригенных пород Русской платформы проведено А.Б. Роновым и соавторами (Ронов и др., 1990а; Ронов, Казаков, 1983). Полученные ими результаты заметно отличаются от указанных выше расчетов общих тенденций эволюции терригенных пород, выполненных той же исследовательской группой. Используя данные по петрохимии терригенных отложений позднего докембрия Русской платформы как пример для характеристики

осадконакопления этого времени, следует принимать во внимание, что их отложение происходило в достаточно узком диапазоне палеогеографических обстановок – преимущественно континентальных или прибрежно-морских (Ронов, Казаков, 1983). Для получения более полной характеристики особенностей осадконакопления на позднедокембрийских платформах и прилегающих к ним территориях удачным дополнением к данным, полученным при изучении Русской платформы, могут служить сведения о составе верхнедокембрийских отложений Сибирской платформы и ее обрамления, представленные в значительной мере относительно более глубоководными пелагическими отложениями шельфовых морей и рифтовых прогибов. Если в позднедокембрийских отложениях Русской платформы песчаные породы заметно преобладают над аргиллитами (приблизительно 2 : 1), в то время как для осадочной оболочки Земли в целом характерно их обратное соотношение (1 : 2), то их стратиграфические аналоги на Сибирской платформе отличаются аномально высоким относительным объемом карбонатных пород, не менее чем вдвое превышающим их среднее распространение в осадочной оболочке, – 15% (Ронов и др., 1990а, 1990б; Серебряков, Семихатов, 1975). При этом на большей части территории Русской платформы, исключая ее восточные окраины, карбонатные породы в разрезах верхнего протерозоя практически отсутствуют. Как будет продемонстрировано ниже, различия фациальных (в том числе и климатических) обстановок не могли не сказаться на особенностях химического состава отложений, и привлечение этих дополнительных данных вносит определенные коррективы в представления об особенностях эволюции терригенного осадконакопления в позднем докембрии.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Основой предлагаемого в данной работе обобщения служит собранный авторами массив аналитических данных, включающий 4474 анализа содержаний петрогенных и некоторых малых элементов в отдельных пробах терригенных пород: песчаников (1675), алевролитов (820) и аргиллитов (1979 анализов). Около половины этих анализов получены непосредственно авторами при изучении геохимии стратотипических и опорных разрезов верхнего докембрия, в числе которых вендские отложения Московской синеклизы и Львовско-Кишиневской впадины Русской платформы (Сочава и др., 1992), рифея и венда Башкирского антиклинория, Среднего Урала, Кольского полуострова, Учуро-Майского региона и Патомского нагорья. В дополнение к этому материалу в работе использованы аналитические данные, любезно переданные нам Э.З. Гареевым (Башкирский антиклинорий), Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис (Северный и Полярный Урал и Ти-

ман), Л.В. Коренчук, Э.А. Пиррусом и Д.В. Борхардтом (венд Русской платформы), Б.Р. Шпунтом (север Сибирской платформы), В.К. Немеровым (Прибайкалье) и А.В. Ивановской (юго-запад Сибирской платформы). В работе использованы также опубликованные материалы В.Г. Петрова (1982) (Присяянье, Енисейский кряж, Туруханское и Игарское поднятия). Анализы выполнены в различных лабораториях как химическим силикатным, так и рентгено-флуоресцентным методами.

Использование анализов индивидуальных образцов пород отличает наше исследование от работ по изучению геохимии осадочных комплексов Русской платформы, проводимых А.Б. Роновым и сотрудниками, применяющими метод анализа средних проб, состоящих из многих образцов однотипных пород, и сложносмешанных проб, состоящих из нескольких средних (Виноградов, Ронов, 1956; Ронов и др., 1990а). Первый из указанных подходов хотя и является более трудоемким и дорогостоящим, имеет некоторые преимущества, заключающиеся, в частности, в возможности более надежного сопоставления химических анализов с результатами петрографического изучения образцов в шлифах для составления более однородных выборок и предоставляет более широкие возможности для статистического изучения вариаций составов пород. Использование этого метода позволило нам исключить из выборок составов собственно терригенных пород анализы пород, содержащих существенную примесь аутигенных минералов – карбонатов, окислов железа и фосфатов, а также разделить терригенные породы на три (а не две) группы: песчаники, алевролиты и аргиллиты. В последующем обсуждении основное внимание уделяется крайним и наиболее распространенным членам терригенного ряда – песчаникам и аргиллитам.

Для оценки основных направлений эволюции состава терригенных пород на исследуемом отрезке геологической истории нами были рассчитаны средние составы песчаников и аргиллитов четырех главных стратиграфических подразделений верхнего докембрия: нижнего, среднего и верхнего рифея и венда для четырех крупных структурных зон: Русской платформы, прилегающей к ней Западно-Уральской складчатой области, Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. В последнее включены Сетте-Дабан, Байкало-Патомское нагорье, Прибайкалье, Присяянье, Енисейский кряж, Туруханское и Игарское поднятия. Далее, на основе этих данных были проведены расчеты средних составов отдельно для Восточно-Европейского и Восточно-Сибирского регионов, условно принимая соотношения вкладов пород платформ и их обрамлений как равновеликие, и, наконец, при том же допущении – средних составов песчаников и аргиллитов указанных стратиграфических подразделений для всей обсуждаемой территории (табл. 1). Подобная трехступенчатая система расчета средних составов

Таблица 1. Средние составы терригенных пород протерозоя Русской и Сибирской платформ и их складчатых обрамлений

| Шкала             | Регион                         | Порода                 | Колич. анализов | 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 | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | П. п. п. | Сумма  |
|-------------------|--------------------------------|------------------------|-----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|----------|--------|
| 1                 | 2                              | 3                      | 4               | 5                | 6                | 7                              | 8                              | 9    | 10   | 11   | 12   | 13                | 14               | 15                            | 16       | 17     |
| Нижний протерозой | Балтийский и Алданский щиты    | аргиллиты и алевролиты | 499             | 60.62            | 0.81             | 17.15                          | 3.17                           | 3.67 | 0.09 | 2.93 | 1.20 | 2.01              | 4.60             | 0.14                          | 3.04     | 99.43  |
|                   |                                | песчаники              | 420             | 77.94            | 0.38             | 9.32                           | 1.32                           | 1.97 | 0.06 | 1.37 | 1.38 | 2.09              | 2.22             | 0.10                          | 1.71     | 99.86  |
| Нижний рифей      | Русская платформа              | аргиллиты*             | 6 (16)          | 54.77            | 0.71             | 14.54                          | 4.74                           | 1.61 | 0.06 | 3.51 | 4.17 | 1.19              | 5.86             | 0.12                          | 8.50     | 99.78  |
|                   | Урал                           | аргиллиты              | 136             | 60.90            | 0.77             | 18.36                          | 2.79                           | 2.82 | 0.03 | 2.93 | 0.80 | 0.86              | 5.00             | 0.12                          | 4.51     | 99.89  |
|                   |                                | песчаники              | 87              | 83.04            | 0.33             | 7.03                           | 1.24                           | 1.27 | 0.04 | 0.97 | 0.66 | 0.89              | 2.52             | 0.09                          | 1.42     | 99.50  |
|                   | Сибирская платформа            | песчаники              | 57              | 91.56            | 0.13             | 3.18                           | 1.13                           | 0.83 | 0.03 | 0.25 | 0.17 | 0.05              | 1.44             | 0.03                          | 0.88     | 99.68  |
|                   | Обрамление Сибирской платформы | аргиллиты              | 118             | 59.18            | 0.88             | 20.01                          | 2.01                           | 5.68 | 0.08 | 2.03 | 0.69 | 1.16              | 4.05             | 0.13                          | 4.06     | 99.96  |
|                   |                                | песчаники              | 37              | 80.44            | 0.28             | 8.54                           | 0.76                           | 1.81 | 0.04 | 1.12 | 0.95 | 0.69              | 3.48             | 0.08                          | 1.67     | 99.86  |
| Все регионы       | аргиллиты                      | 260                    | 59.64           | 0.83             | 18.53            | 2.99                           | 3.98                           | 0.07 | 2.48 | 0.75 | 1.12 | 4.86              | 0.12             | 4.27                          | 99.64    |        |
|                   | алевролиты                     | 66                     | 67.07           | 0.67             | 14.53            | 1.68                           | 3.09                           | 0.03 | 2.34 | 0.87 | 1.51 | 4.52              | 0.15             | 3.24                          | 99.70    |        |
|                   | песчаники                      | 181                    | 84.52           | 0.27             | 6.45             | 1.10                           | 1.30                           | 0.04 | 0.83 | 0.61 | 0.63 | 2.49              | 0.08             | 1.35                          | 99.67    |        |
| Средний рифей     | Русская платформа              | аргиллиты*             | 5 (53)          | 54.61            | 0.68             | 14.79                          | 5.12                           | 1.28 | 0.07 | 3.97 | 3.58 | 0.79              | 6.64             | 0.14                          | 7.95     | 99.62  |
|                   |                                | песчаники              | 50              | 80.01            | 0.42             | 9.03                           | 1.54                           | 0.40 | 0.08 | 1.10 | 0.84 | 1.33              | 3.24             | 0.10                          | 2.02     | 100.11 |
|                   | Урал                           | аргиллиты              | 137             | 60.95            | 0.94             | 19.06                          | 2.80                           | 2.94 | 0.11 | 2.41 | 0.71 | 0.71              | 5.37             | 0.09                          | 3.80     | 99.89  |
|                   |                                | песчаники              | 129             | 86.67            | 0.30             | 5.54                           | 1.19                           | 1.61 | 0.03 | 0.70 | 0.39 | 0.48              | 1.45             | 0.08                          | 1.26     | 99.70  |
|                   | Обрамление Сибирской платформы | аргиллиты              | 346             | 59.51            | 1.01             | 19.11                          | 2.09                           | 5.47 | 0.10 | 2.28 | 0.76 | 1.49              | 3.73             | 0.13                          | 4.03     | 99.71  |
|                   |                                | песчаники              | 110             | 82.38            | 0.40             | 7.41                           | 0.94                           | 2.54 | 0.07 | 1.02 | 1.03 | 1.18              | 1.38             | 0.08                          | 1.45     | 99.88  |
|                   | Все регионы                    | аргиллиты              | 488             | 59.87            | 0.93             | 18.35                          | 3.14                           | 3.82 | 0.10 | 2.35 | 0.74 | 1.14              | 5.02             | 0.12                          | 3.99     | 99.57  |
|                   |                                | алевролиты             | 108             | 67.05            | 0.82             | 14.80                          | 2.06                           | 3.49 | 0.06 | 1.88 | 1.01 | 1.73              | 3.39             | 0.12                          | 3.03     | 99.44  |
| песчаники         |                                | 289                    | 82.86           | 0.38             | 7.36             | 1.16                           | 1.76                           | 0.07 | 0.96 | 0.83 | 1.05 | 1.86              | 0.09             | 1.55                          | 99.93    |        |

Таблица 1. (Окончание)

| 1             | 2                              | 3          | 4         | 5     | 6    | 7     | 8    | 9    | 10   | 11   | 12   | 13   | 14   | 15   | 16     | 17     |
|---------------|--------------------------------|------------|-----------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|--------|
| Верхний рифей | Русская платформа              | аргиллиты* | 13 (125)  | 57.13 | 0.75 | 15.45 | 5.44 | 1.35 | 0.07 | 2.95 | 2.67 | 0.49 | 5.34 | 0.14 | 8.37   | 100.15 |
|               |                                | песчаники* | 18 (343)  | 79.24 | 0.28 | 6.61  | 1.54 | 0.75 | 0.04 | 1.67 | 1.89 | 0.61 | 3.21 | 0.08 | 4.28   | 100.20 |
|               | Урал                           | аргиллиты  | 91        | 59.46 | 0.87 | 18.54 | 4.67 | 1.43 | 0.06 | 2.32 | 0.88 | 0.70 | 6.20 | 0.15 | 4.39   | 99.67  |
|               |                                | песчаники  | 239       | 88.49 | 0.21 | 4.84  | 1.22 | 0.72 | 0.04 | 0.51 | 0.53 | 0.35 | 1.78 | 0.06 | 1.08   | 99.83  |
|               | Сибирская платформа            | аргиллиты  | 31        | 57.58 | 1.33 | 20.71 | 3.71 | 2.43 | 0.03 | 1.76 | 0.66 | 0.44 | 3.79 | 0.06 | 7.76   | 100.26 |
|               |                                | песчаники  | 31        | 84.71 | 0.36 | 5.68  | 1.96 | 1.38 | 0.04 | 1.09 | 0.60 | 0.09 | 1.31 | 0.06 | 2.47   | 99.75  |
|               | Обрамление Сибирской платформы | аргиллиты  | 159       | 59.13 | 1.16 | 19.63 | 2.81 | 4.04 | 0.06 | 1.91 | 0.55 | 0.89 | 3.84 | 0.09 | 5.69   | 99.80  |
|               |                                | песчаники  | 110       | 83.44 | 0.36 | 6.64  | 1.09 | 2.24 | 0.05 | 0.92 | 0.65 | 0.79 | 1.49 | 0.10 | 1.95   | 99.72  |
|               | Все регионы                    | аргиллиты  | 294       | 59.12 | 1.04 | 18.80 | 4.24 | 2.34 | 0.06 | 2.08 | 0.75 | 0.64 | 4.87 | 0.12 | 5.85   | 99.91  |
|               |                                | алевролиты | 142       | 67.55 | 0.81 | 14.18 | 2.52 | 3.56 | 0.05 | 1.91 | 0.55 | 1.33 | 3.63 | 0.11 | 3.05   | 99.25  |
| песчаники     |                                | 398        | 83.98     | 0.31  | 5.95 | 1.46  | 1.28 | 0.05 | 0.76 | 0.58 | 0.46 | 1.95 | 0.08 | 2.45 | 99.31  |        |
| Венд          | Русская платформа              | аргиллиты  | 667       | 58.46 | 0.96 | 18.71 | 4.01 | 3.64 | 0.09 | 2.24 | 0.64 | 0.94 | 3.96 | 0.13 | 5.71   | 99.49  |
|               |                                | аргиллиты* | 32 (1063) | 59.45 | 0.87 | 17.04 | 3.98 | 3.40 | 0.14 | 2.23 | 0.74 | 1.06 | 3.91 | 0.12 | 6.89   | 99.83  |
|               |                                | песчаники  | 369       | 83.10 | 0.34 | 7.38  | 1.24 | 1.30 | 0.05 | 0.65 | 0.71 | 0.70 | 2.17 | 0.07 | 1.95   | 99.66  |
|               | Урал                           | аргиллиты  | 90        | 58.39 | 0.96 | 17.55 | 5.41 | 3.54 | 0.11 | 3.15 | 0.83 | 1.52 | 3.95 | 0.15 | 4.53   | 100.09 |
|               |                                | песчаники  | 125       | 82.13 | 0.38 | 7.08  | 1.74 | 1.77 | 0.07 | 1.08 | 0.71 | 1.38 | 1.28 | 0.07 | 1.77   | 99.46  |
|               | Сибирская платформа            | аргиллиты  | 34        | 57.61 | 0.93 | 18.12 | 3.05 | 2.07 | 0.06 | 3.17 | 1.00 | 0.46 | 5.72 | 0.08 | 6.69   | 98.96  |
|               |                                | песчаники  | 207       | 85.26 | 0.33 | 5.16  | 0.85 | 1.20 | 0.03 | 0.82 | 1.02 | 0.50 | 2.16 | 0.04 | 3.20   | 100.57 |
|               | Обрамление Сибирской платформы | песчаники  | 18        | 81.11 | 0.37 | 7.53  | 1.54 | 1.98 | 0.04 | 1.32 | 1.06 | 1.35 | 1.73 | 0.07 | 2.14   | 100.24 |
|               | Все регионы                    | аргиллиты  | 823       | 58.19 | 0.93 | 17.95 | 3.76 | 2.80 | 0.09 | 2.86 | 0.87 | 0.82 | 4.83 | 0.12 | 6.20   | 99.42  |
|               |                                | алевролиты | 466       | 67.66 | 0.77 | 14.34 | 2.43 | 2.70 | 0.05 | 1.84 | 0.52 | 1.10 | 3.33 | 0.08 | 3.74   | 98.56  |
| песчаники     |                                | 719        | 82.91     | 0.36  | 6.79 | 1.35  | 1.57 | 0.05 | 0.97 | 0.88 | 0.99 | 1.84 | 0.07 | 2.27 | 100.05 |        |

\* Данные работ (Ронов, Казаков, 1983; Ронов и др., 1990а). В скобках – число образцов в средних пробах. В числе данных образцов присутствуют породы с некоторой карбонатной примесью.

Таблица 2. Исследованные свиты. В скобках – количество петрохимических анализов терригенных пород. Перечислены свиты, в которых количество анализов терригенных пород не менее 10

| Регион        | Русская платформа  | Урал   | Тиман   | Сибирская платформа                     | Обрамление Сибирской платформы   |
|---------------|--|--|---|---|--|
| Возраст       | 1  | 2  | 3   | 4                                       | 5  |
| Венд          | Грушкинская (26)<br>Могилевская (74)<br>Ярьшевская (112)<br>Нагорянская (71)<br>Даниловская (33)<br>Жарновская (28)<br>Крушановская (49)<br>Студеницкая (53)<br>Хмельницкая (37)<br><br>Плетеневская (25)<br>Усть-пинезская (250)<br>Любимская (261)<br>Решминская (116)<br>Лежская (23)<br>Гдовская (100)<br>Котлинская (57)<br>Воронковская (42)<br>Пуманская (17) | Суировская (21)<br>Урюкская (33)<br>Басинская (69)<br>Куккараукская (10)<br>Зиганская (23)<br><br>Танинская (14)<br>Гаревская (19)<br>Койвинская (11)<br>Керноская (10)<br>Старопечнинская (14)<br>Чернокаменская (22) | Лунвожская (38)   | Джербинская (14)<br>Мотская серия (225) |  |
| Верхний рифей | Пряярвинская (27)<br>Палвинская (14)<br>Поропелонская (23)<br>Землепахтинская (27)   | Зильмердакская (222)<br>Инзерская (66)<br>Укская (32)<br>Толпаровская (32)<br><br>Саблегорская (10)  | Новобобровская (20)<br>Визингская (25)<br>Аньюгская (33)<br><br>Клеоновская (24)<br>Покъюкская (14) | Неруенская (16)<br>Кандыкская (12)      | Голоустинская (23)<br>Улунтуйская (10)<br>Качергатская (45)<br><br>Угаханская (14)<br>Хомолхинская (38)<br>Аунакитская (39)<br>Вачская (23)<br>Анангрская (11)<br>Неруенская (14)<br>Потоскуйская (34)<br>Стрельногорская (59) |
| Средний рифей | Полесская серия (53)<br>Терская (26)   | Машакская (67)<br>Зигальгинская (17)<br>Зигазино-комаровская (72)<br>Авзянская (77)<br><br>Сайтовская серия (27)   |   | Тоттинская (11)                         | Тальнская (23)<br>Тоттинская (30)<br>Валюхтинская (16)<br><br>Витимская (14)<br>Слюдянкинская (16)<br>Согдиондонская (54)<br>Конкудерская (37)<br>Бодайбокская (11)  |



Таблица 2. (Окончание)

| Возраст       | 1 | 2  | 3 | 4  | 5  |
|---------------|---|--|---|--|--|
| Средний рифей |   |  |   |  | Горбилочская (41)<br>Удере́йская (121)<br>Погорю́йская (43)<br>Лудовская (23)<br>Губинская (12)      |
| Нижний рифей  |   | Айская (63)<br>Саткинская (21)<br>Бакальская (29)<br><br>Большеинзерская (62)<br>Суранская (32)<br>Ющинская (41) |   | Ильинская (12)<br>Бурдурская (10)<br>Лабазтахская (18) | Трехгорная (15)<br>Димская (20)<br><br>Чукчинская (19)<br>Хайвергинская (11)<br><br>Кординская (123) |

позволяет сократить влияние неравномерности опробования различных стратиграфических подразделений и регионов. В этих расчетах использовались не только перечисленные материалы сформированного авторами банка данных, но также и данные А.Б. Ронova и соавторов (1990а; Ронов, Казаков, 1983) после внесения в последние поправок на присутствие в породах карбонатной примеси. На полученные в результате указанных выше расчетов графики (рис. 1, 2) нанесены также данные, характеризующие нижний протерозой – среднее из средних составов терригенных пород в 33 свитах из разрезов Алданского (Сочава, 1986) и Балтийского (Мележик, Предовский, 1982; Предовский, 1980; Соколов и др., 1970) щитов (449 анализов алевропелитовых пород и 420 анализов песчаных пород) и данные о составе указанных пород в разрезах фанерозоя Русской и Северо-Американской платформ (Виноградов, Ронов; 1956, Ронов, Мигдисов, 1970).

При отнесении местных свит к тем или иным подразделениям общей шкалы докембрия (табл. 2) мы руководствовались решениями Уфимского стратиграфического совещания 1990 г. (Семихатов и др., 1991), а также региональными стратиграфическими построениями, изложенными в работах (Стратотип рифея, 1983; Семихатов, Серебряков, 1983; Решения ..., 1983).

### ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД В НЕОГЕЕ

*Аргиллиты.* Одним из основных результатов проведенного исследования можно считать получение данных, свидетельствующих об относительном постоянстве среднего для всей исследованной территории состава аргиллитов на этапе геологической истории от раннего рифея до раннего палеозоя включительно. Особенно показа-

тельна в этом отношении кривая изменения среднего содержания  $K_2O$ , не выходящая на отрезке времени ранний протерозой - ранний палеозой за пределы интервала 4.6 - 5.2%. Отмечается резкий излом этой кривой на участке, соответствующем средне-верхнему палеозою, а в мезозойских и кайнозойских аргиллитах Русской и Северо-Американской платформ среднее содержание  $K_2O$  не превышает 2.8% (рис. 1). Сходным образом изменяется во времени среднее значение отношения  $Al_2O_3/SiO_2$ . Кривая (рис. 1) показывает циклические колебания данного параметра на протяжении позднего докембрия и палеозоя и резкое его сокращение в мезозое и кайнозое. Параметр  $Fe_2O_3/FeO$  для аргиллитов и песчаников имеет близкие значения в отложениях нижнего протерозоя, нижнего и среднего рифея и нижнего палеозоя, повышенное в верхнем рифее и существенно более высокое в мезозое и кайнозое (рис. 1, 2).

Подтверждение вывода об относительном постоянстве составов аргиллитов на протяжении позднего докембрия может быть получено также с помощью иного статистического метода – гистограмм распределений содержаний петрогенных элементов в составах терригенных пород (рис. 3). Распределение содержаний  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  на многих из полученных гистограмм близко бимодальному. При этом один из максимумов соответствует наиболее распространенным составам аргиллитов, а другой – песчаников (Сочава, 1986). Как видно (рис. 3), модальные значения содержаний данных элементов в аргиллитах подразделений рифея и венда не выходят за рамки достаточно узких интервалов:  $K_2O$  – 3 - 4%,  $SiO_2$  – 56 - 64%,  $Al_2O_3$  – 15 - 18%,  $TiO_2$  – 0.65 - 1.0%. При этом различия в положении мод в этих интервалах для отдельных стратиграфических подразделений позднего докембрия отражают скорее циклические, чем направленные во времени изменения.

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА

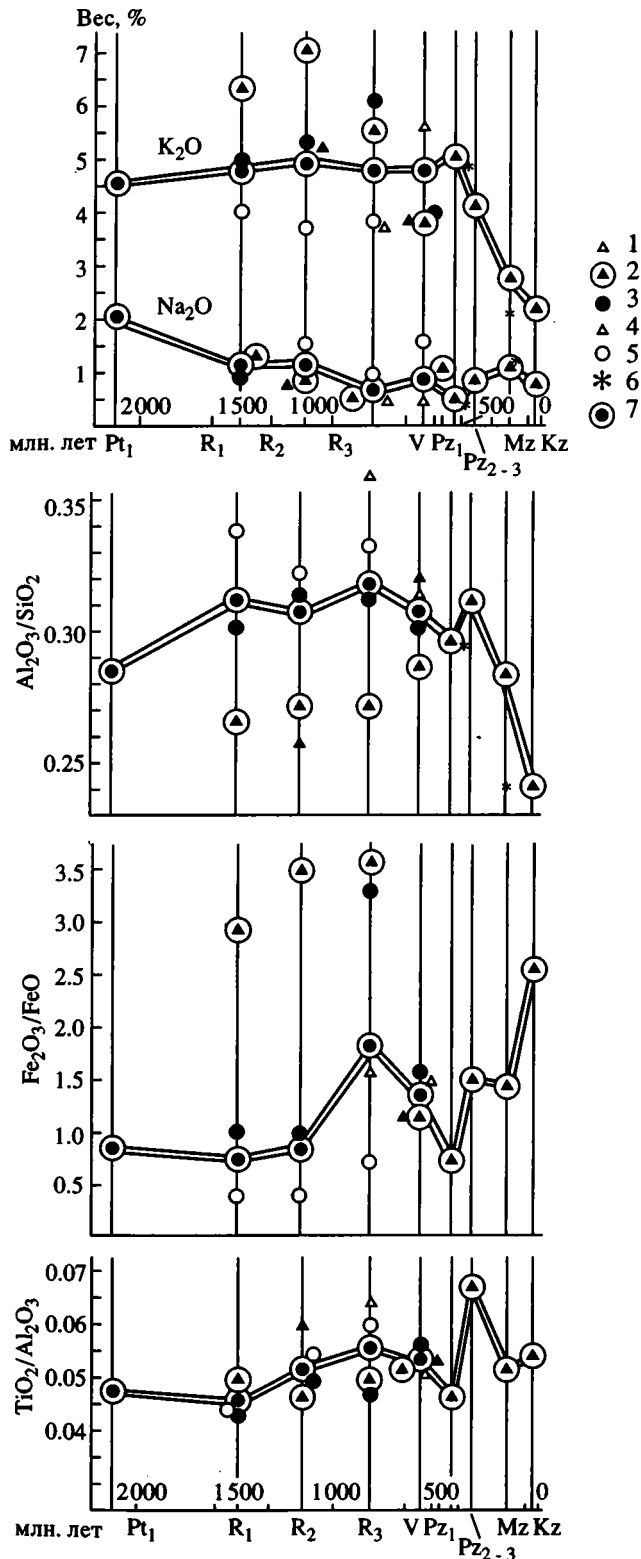


Рис. 1. Изменение среднего содержания щелочных элементов и величин некоторых петрохимических модулей (вес. %) в аргиллитах протерозоя и фанерозоя. 1, 2 – Русская платформа по данным авторов (1) и А.П. Виноградова и А.Б. Ронина (1956), А.Б. Ронина и др. (1990а) (2); 3 – Уральская складчатая область; 4, 5 – Сибирская платформа (4) и ее складчатое обрамление (5); 6 – Северо-Американская платформа (Ронов, Мигдисов, 1970); 7 – среднее для всех обсуждаемых территорий.

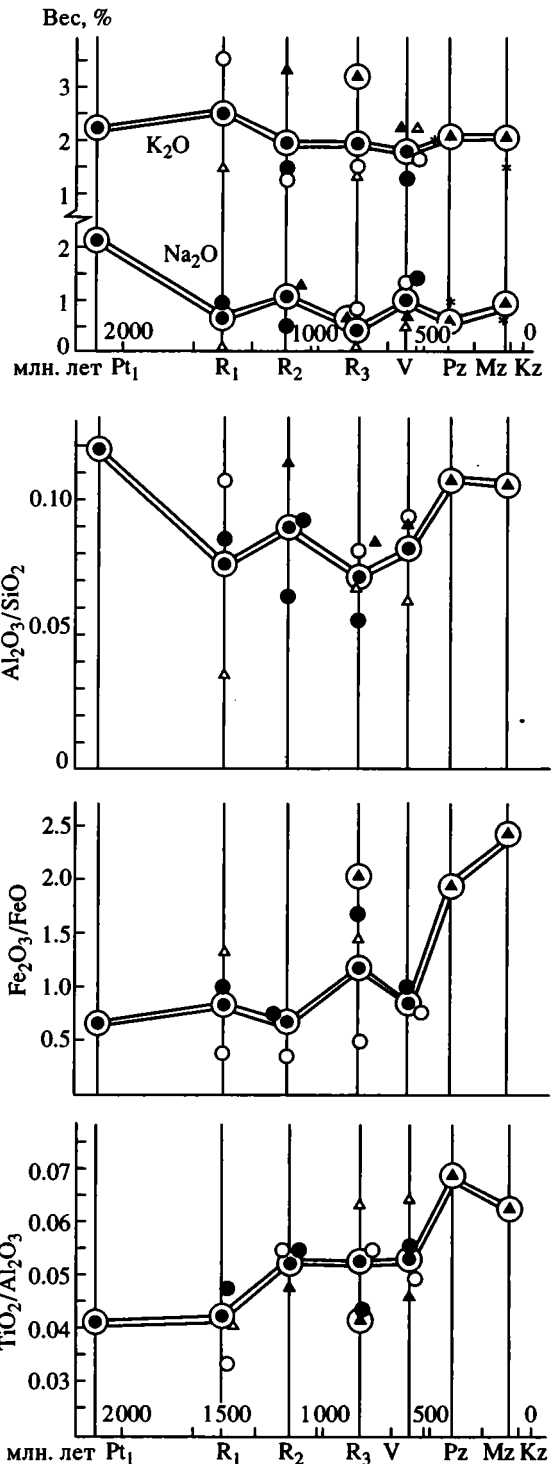


Рис. 2. Изменение среднего содержания щелочных элементов и величин некоторых петрохимических модулей (вес. %) в песчаных породах протерозоя и фанерозоя. Все обозначения см. на рис. 1.

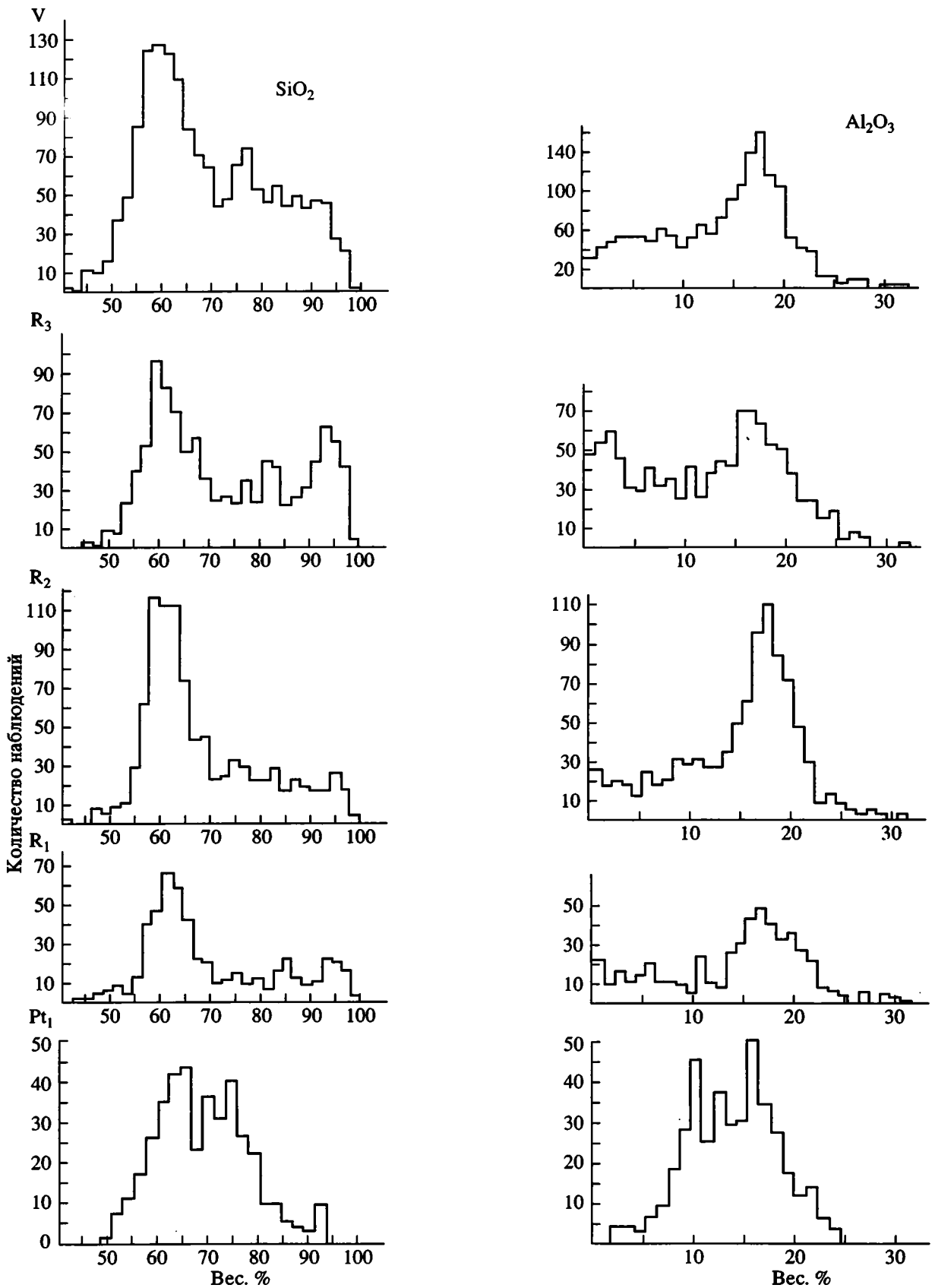


Рис. 3. Гистограммы распределения содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{TiO}_2$  в терригенных породах позднего докембрия Русской и Сибирской платформ и их складчатых обрамлений.

$Pt_1$  – удоканская и угуйская серии запада Алданского щита (Сочава, 1986).

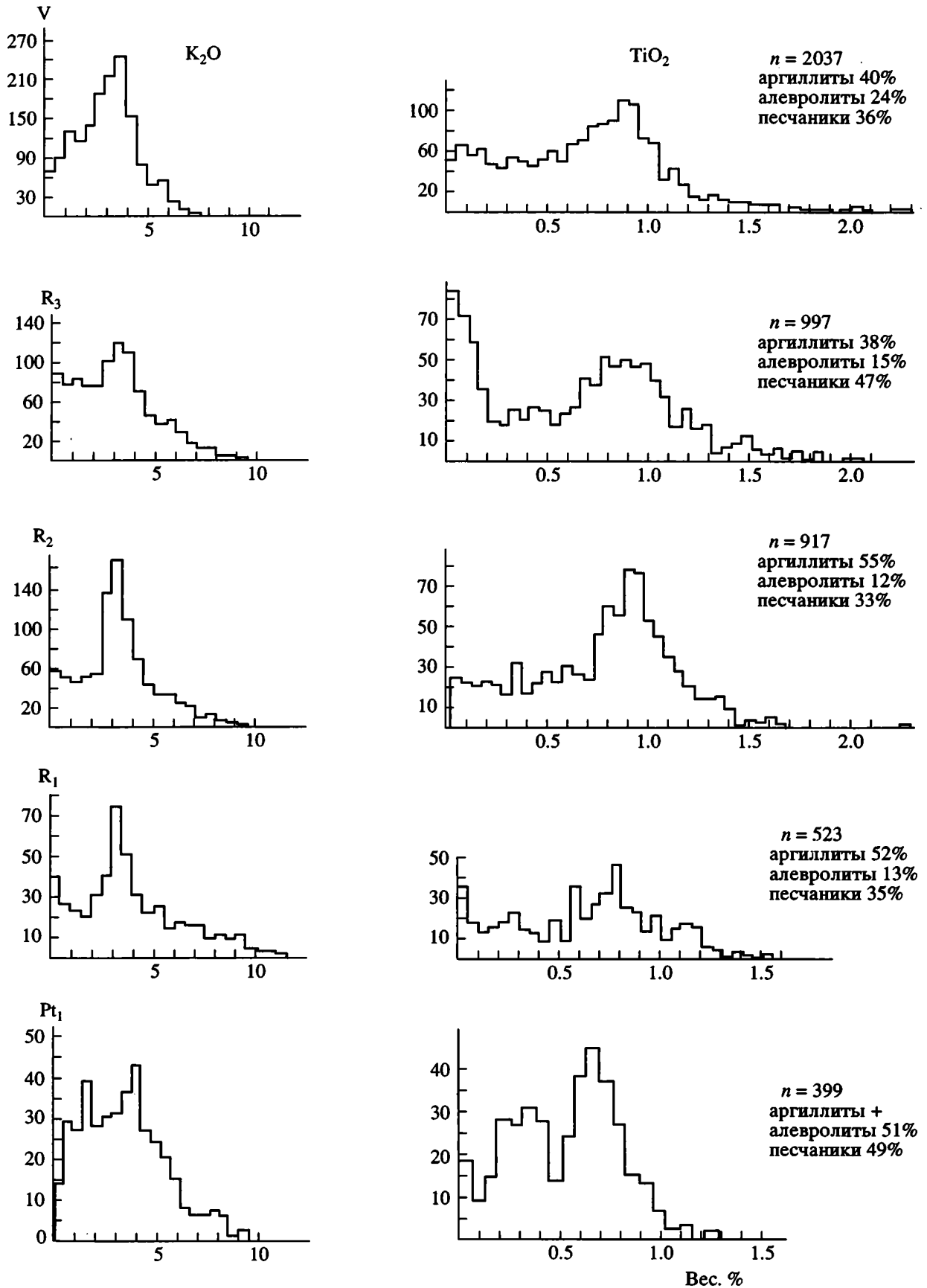


Рис. 3. Окончание.

Полученные данные вносят определенные коррективы в сложившиеся представления об эволюции химических составов аргиллитов в неогее и позволяют констатировать, что четко выраженный переломный момент в истории платформенного терригенного осадконакопления, происходящий на средне-верхний палеозой, завершает достаточно длительный этап относительного постоянства их средних составов.

При изучении минералогии глинистых пород Северо-Американской платформы на указанном возрастном уровне было установлено значительное изменение их минерального состава. Согласно данным К.Е. Уивера (Weaver, 1967), обобщенным Р. Гаррелсом и Ф. Маккензи (1974), стратиграфический уровень резкой смены минерального состава аргиллитов соответствует карбону и заключается в сокращении по сравнению с нижележащими отложениями содержания иллита от 80 до 40% и хлорита от 10 до 5%, а также возрастании содержания смектитов от 10 до 40% и каолинита от 10 до 40%. В кайнозое установлено дальнейшее возрастание содержания смектита до 60% и сокращение иллита до 20%. Важнейшим отличием петрохимии смектитов от иллита является заметно меньшее содержание в них  $K_2O$  и более низкое значение модуля  $Al_2O_3/SiO_2$ .

А.Б. Роновым и др. (1990а) при изучении минерального состава аргиллитов Русской платформы, охватившем не только фанерозойские, но и позднедокембрийские отложения, установлено последовательное сокращение, начиная со среднего палеозоя, содержания в аргиллитах иллита (от 40% в рифее - нижнем палеозое до 10% в кайнозое) и возрастание содержания смектитов (монтмориллонита) от 4 - 5 до 30% соответственно. В данном регионе не обнаружено направленных изменений содержания в аргиллитах каолинита по разрезу неогее, составляющего 20% глинистых минералов как в рифее, так и в кайнозое при двух максимумах - в венде (30%) и в мезозое (36%). Аналогичным образом не проявлен на Русской платформе и тренд изменений содержания хлорита (5% в рифее - венде и 7% в мезозое).

Обсуждаемый рубеж изменения химического и минерального состава глинистых пород совпадает во времени с одним из наиболее значительных событий в эволюции биосферы - появлением наземной растительности (Reimer, 1972). Воздействие этого фактора на характер процессов выветривания областей сноса постепенно возрастало по мере прогрессивной эволюции высших растений. Влияние наземной растительности на характер выветривания областей сноса континентов определяется следующими обстоятельствами:

1. Корневая система растений обладает способностью химического воздействия на окружающий ее субстрат, что приводит к разложению минералов и извлечению из них элементов, необходимых для питания растений. Общая протяженность

корневой системы отдельных растений может составлять несколько километров, при этом в непосредственной близости от корневых волосков рН среды достигает 2 (Гаррелс, Маккензи, 1974). В числе элементов минерального питания растений важнейшее значение имеет калий, содержание которого в их золе составляет 10 - 15% (Мац, Попов, 1975; Михайлов, 1975; Головенко, 1975; Сочава, 1979; Basu, 1981).

2. Существенную роль в процессах выветривания играют гумусовые кислоты и  $CO_2$ , образующиеся при разложении органических веществ. По-видимому, нет достаточных оснований предполагать полную безжизненность позднедокембрийских континентов. Вместе с тем продуктивность сообществ бактерий и низших водорослей, вероятно, населявших данную экологическую зону, не достигала величин, характерных для сообществ высших растений, о чем достаточно очевидно свидетельствует появление первых угленосных толщ лишь в среднем палеозое.

Сокращение содержания  $K_2O$  в аргиллитах от позднего протерозоя к мезозою - кайнозое объясняется А.Б. Роновым и соавторами (Ронов, Мигдисов, 1970; Ронов и др., 1990б) общим изменением составов пород, слагающих области эрозии континентов, в связи с сокращением среди них роли гранитоидов и ростом количества осадочных пород. Поскольку содержание  $K_2O$  в среднем составе рифейских - нижнепалеозойских терригенных пород мало отличается от такового в среднем составе щитов (Ронов и др., 1990б), а существенный вынос калия в растворенной форме фиксируется лишь со среднего палеозоя, воздействие этого фактора могло проявиться лишь на заключительных этапах неогее (в мезозое и кайнозое). По-видимому, данный фактор мог лишь усилить конечный эффект возрастания подвижности калия. Отметим, что на полученных нами кривых не фиксируется существенных изменений содержания  $K_2O$  в средних составах песчаных пород в фанерозое по сравнению с поздним докембрием (рис. 2), что следовало бы ожидать в случае существенных изменений среднего состава пород областей сноса.

Еще одним из возможных факторов возрастания содержания калия в аргиллитах по мере увеличения их возраста могло быть катагенетическое преобразование смешанослойных глинистых минералов в гидрослюды (Гаррелс, Маккензи, 1974; и др.). Вместе с тем подобная модель не объясняет распространения высококалийевых аргиллитов в определенных фациях, существенную примесь в них калиевых полевых шпатов (Ронов и др., 1990а) и часто наблюдаемое их сонахождение с мономиктовыми кварцевыми песчаниками (см. ниже). В связи с последним обстоятельством встает также проблема источника калия и алюминия, необходимых для указанных катагенетических преобразований глинистых минералов. Маловероятна



также случайность совпадения глубин завершения предполагаемого вторичного процесса со стратиграфическим уровнем, соответствующим времени появления важнейшего нового фактора гипергенеза – наземной растительности.

Возрастание отношения  $Fe_2O_3/FeO$  в глинистых и песчаных породах фанерозоя можно объяснить сокращением в их составах количества хлоритов, биотита и других силикатных минералов, содержащих закисное железо. Это явление, по-видимому, определялось теми же факторами, что и падение в аргиллитах содержания  $K_2O$ , т.е. более глубоким разложением первичных минералов, переходом железа в реакционноспособную форму и его последующим окислением, и не может, как это иногда полагают (Ронов и др., 1990б), рассматриваться как безусловное доказательство постепенного возрастания содержания свободного кислорода в атмосфере на протяжении геологической истории. С другой стороны, предполагаемые на основе изотопных данных циклические изменения содержания  $O_2$  в атмосфере: высокое в позднем рифее, низкое в венде и нижнем палеозое и общая тенденция к возрастанию на протяжении фанерозоя (Сочава, 1992) – удовлетворительно согласуются с позднерифейским максимумом и венд-раннепалеозойским минимумом на полученных нами кривых изменения  $Fe_2O_3/FeO$  в средних составах как аргиллитов, так и песчаников.

Содержание  $Na_2O$  в глинистых и песчаных породах определяется в значительной мере присутствием в них кислых плагиоклазов (Ронов и др., 1990а) и не претерпевает существенных направленных изменений на протяжении позднего докембрия и фанерозоя. При этом в нижнепротерозойских отложениях как в составе глинистых, так и, особенно, песчаных пород содержание  $Na_2O$  существенно выше, чем в толщах более молодого возраста (рис. 1). Причины повышенной натриевости терригенных отложений нижнего протерозоя заключались, во-первых, в относительной обогащенности этим элементом архейских магматических и метаморфических пород, слагавших области сноса (Ронов, Мигдисов, 1970; Сочава, 1986), а во-вторых, в более низкой степени дифференциации составов раннепротерозойских терригенных отложений в процессах выветривания и транспортировки. Подтверждение последнему заключению можно получить при сравнении гистограмм распределения  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  в терригенных отложениях нижнего и верхнего протерозоя. Модальные значения содержаний этих элементов, характеризующие наиболее распространенные типы песчаников и аргиллитов, значительно более сближены между собой на гистограммах для нижнего протерозоя по сравнению с гистограммами, составленными для рифея и венда (рис. 3). Третья причина обсуждаемой специфики терригенных отложений нижнего протерозоя заключается в присутствии свит, сложенных туфопес-

чаниками и туфоаргиллитами – производными щелочного вулканизма натриевой специализации. Примерами таких отложений служат читкандинская и александровская свиты Удоканского прогиба (Сочава, 1986) или сариолийские отложения Имандра-Варзугского района (Мележик, Предовский, 1982), в которых среднее содержание  $Na_2O$  в аргиллитах составляет 2.5, 3.7 и 3.2%, а в песчаниках тех же свит Удоканского и алмалахтинской свиты (Предовский, 1980) Печенгского прогибов – 4.6, 3.7 и 3.2% соответственно.

*Песчаники.* На участках гистограмм распределения  $SiO_2$ , соответствующих составам песчаных пород нижнего и верхнего рифея, модальные значения содержаний этого оксида заключены в интервале 92 - 96% (рис. 3), что отвечает составам мономиктовых кварцевых песчаников (Петтиджон и др., 1976). Падение величины модуля  $Al_2O_3/SiO_2$  при переходе от нижнепротерозойских отложений к рифейским и его возрастание в палеозое (рис. 2) свидетельствует о том, что время наибольшего распространения высокозрелых песчаных пород в осадочных толщах приходится на поздний докембрий. Следует отметить, что вторая половина раннего протерозоя (Сочава, 1979, 1986) и ранний палеозой (Петтиджон и др., 1976) также характеризовались достаточно широким распространением кварцевых песчаников (например, сегозерская и шокшинская свиты Карелии (Соколов и др., 1970; Сочава, 1979) и др.).

Свидетельство сокращения степени зрелости песчаных отложений в фанерозое по сравнению с поздним докембрием приводит к заключению о том, что ни усиление процессов химического и биологического выветривания (Страхов, 1962), ни нарастающий со временем эффект переотложения осадочного материала (Цехомский, Карстенс, 1982) не являются определяющими факторами образования кварцевых песчаников. Как отмечалось Ф. Петтиджоном и др. (1976), главным условием их образования является высокая степень механического истирания песчаных зерен, которая обычно достигается в двух типах фациальных обстановок – волноприбойных пляжевых условиях и зонах развития эоловых процессов, при этом абразия песчаных зерен, переносимых ветром, происходит в 100 - 1000 раз быстрее, чем при переносе водой. По-видимому, нет оснований предполагать какие-либо принципиальные различия в степени распространения в докембрии и фанерозое литоральных и супралиторальных зон. С другой стороны, воздействие процессов эоловой переработки терригенных осадков в докембрии должно было быть значительно более интенсивным, поскольку появившаяся в палеозое наземная растительность является главным препятствием их развития.

Вывод о широком участии эоловых процессов в формировании докембрийских мономиктовых

кварцевых песчаников подтверждается петрографическими данными. Их наиболее распространенные особенности на разных стратиграфических уровнях и в различных регионах заключаются в среднезернистости, хорошей сортировке, высокой степени окатанности зерен и кварцевом регенерационном цементе, т.е. отсутствии алевролитового матрикса. Все эти особенности характерны для песчаного материала, прошедшего золотую обработку (Петтиджон и др., 1976).

В числе наблюдаемых тенденций изменения среднего состава песчаных пород в обсуждаемых регионах более или менее однонаправленный характер имеет возрастание модуля  $TiO_2/Al_2O_3$ . Его среднее значение в мезозойских и кайнозойских песчаниках выше, чем в нижележащих толщах, несмотря на повышенное содержание в первых из них алюминия. Более отчетливое проявление этой эволюционной тенденции в песчаных породах по сравнению с глинистыми (рис. 1, 2) приводит к предположению о ее связи с возрастанием содержания в породах акцессорных обломочных минералов титана, что можно объяснить следствием многократного переотложения терригенного материала в ходе геологической истории и постепенного накопления в нем обладающих высокой устойчивостью к разрушающему воздействию химических и физических факторов титаномагнетита, ильменита, сфена и особенно рутила и лейкоксена (Ронов, Мигдисов, 1970).

Альтернативным фактором возрастания модуля  $TiO_2/Al_2O_3$  в терригенных породах, влияние которого, как нам представляется, в большей мере проявлялось в региональном плане, могло служить увеличение роли богатых титаном известково-щелочных и щелочных основных вулканитов как источника исходного материала. В числе обсуждаемых нами объектов подобными примерами могут служить аргиллиты грушкинской и ярышевской свит венда Львовско-Кишиневской впадины (Сочава и др., 1992).

**Алевролиты.** В исследованных разрезах алевролиты имеют значительно меньшее распространение по сравнению с аргиллитами и песчаниками. Будучи терригенными породами переходного гранулометрического состава, алевролиты характеризуются также промежуточным средним содержанием важнейших петрогенных элементов и при этом значительно более близки по составам к аргиллитам, чем песчаникам, что связано с существенным содержанием в них глинистого цемента (табл. 1). В гранулометрическом ряду терригенных пород: песчаники-алевролиты-аргиллиты, на фоне последовательного сокращения содержания  $SiO_2$  и возрастания  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ , специфический тренд имеет  $Na_2O$ , среднее содержание которого в алевролитах превосходит таковое как в аргиллитах, так и в песчаниках (табл. 1). Это явление можно объяснить процессом механического дробления и истирания

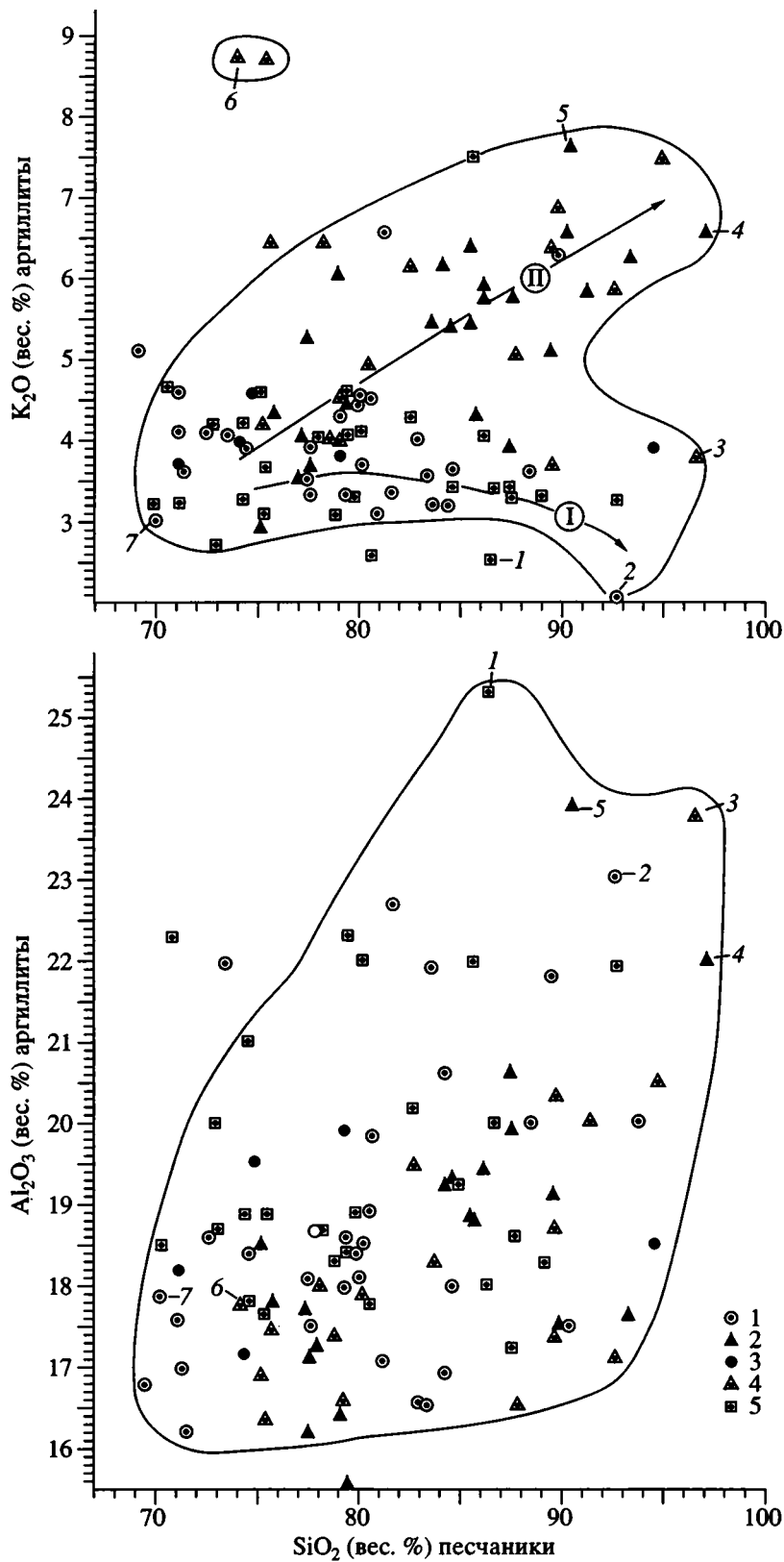
полевых шпатов и накоплением их в тонкозернистых терригенных породах. При этом наиболее тонкоизмельченные частицы плагиоклазов (потенциальная примесь в пелитовых породах), обладающая высокой удельной поверхностью, в значительной мере разрушались под воздействием агентов химического выветривания. Отсутствие подобного эффекта в отношении калия связано, во-первых, с более высокой устойчивостью калиевых полевых шпатов и слюд, а во-вторых, с тем, что по мере сокращения содержания в осадках кластогенной фракции увеличивается доля глинистых минералов, в первую очередь гидрослюд, также имеющих высокие содержания  $K_2O$ .

Средние составы алевролитов отличаются от аргиллитов и песчаников также и несколько более высоким значением отношения  $TiO_2/Al_2O_3$  (табл. 1), что, вероятно, обусловлено преимущественным накоплением в них титансодержащих минералов тяжелой фракции.

Авторы не располагают представительными данными о средних составах алевролитов нижнего протерозоя и фанерозоя. В средних составах алевролитов отдельных стратиграфических подразделений верхнего протерозоя исследованных регионов практически отсутствует различие в содержании  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  (табл. 1). Достаточно близки и содержания  $K_2O$  для всех подразделений, кроме нижнего рифея, где повышенные содержания калия характерны также и для песчаных пород (рис. 2), и в первую очередь туфопесчаников и туфоалевролитов усть-ильинской, димской, трехгорной и осор-хаетинской свит (6 - 9% в средних составах).

### ПАРАГЕНЕЗИСЫ ПЕСЧАНЫХ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И ПРОБЛЕМА ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ АРГИЛЛИТОВ

Важная информация для обсуждения происхождения тех или иных особенностей составов терригенных ассоциаций может быть получена путем анализа парагенетической взаимосвязи определенных типов глинистых пород с определенными песчаными породами. Результаты такого сопоставления (рис. 4) позволяют выделить в отложениях позднего докембрия рассматриваемых регионов ассоциации, отличающиеся минимальной зрелостью терригенного материала, характерным примером которых могут служить граувакковые отложения лонской свиты п-ва Рыбачьего (табл. 3) и два основных типа ассоциаций, характеризующихся высокой степенью дифференциации терригенного материала. В одной из них олигомиктовые и мономиктовые кварцевые песчаники ассоциируют с высокоглиноземистыми низкокалийевыми аргиллитами. Наиболее характерными примерами служат чукчинская (пурпульская), воронковская и нерюенская свиты (табл. 3), в которых рентгеноструктурным методом



**Рис. 4.** Соотношение содержаний SiO<sub>2</sub> в средних составах песчаников и K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в аргиллитах для 133 отдельных свит рифея и венда. I, II – тренды изменения составов терригенных пород под воздействием химического выветривания (I) и эоловых процессов (II). 1 – Русская платформа, 2 – Урал, 3 – Тиман, 4 – Сибирская платформа, 5 – складчатое обрамление Сибирской платформы. Свиты, отличающиеся максимальной или минимальной дифференциацией составов терригенных пород: 1 – чукчинская, 2 – воронковская, 3 – нерюенская, 4 – зигальгинская, 5 – толпаровская, 6 – димская, 7 – лонская (табл. 3).

установлено существенное содержание в аргиллитах каолинита (Головенко, 1976; Пиррус, 1989). В другой группе свит мономиктовые кварцевые песчаники ассоциируют с высококалиевыми аргиллитами, содержащими до 7%  $K_2O$  в среднем составе свит и до 10% в отдельных пробах (характерные примеры – зигальгинская и толпаровская свиты Урала). Аргиллиты подобного состава распространены также и в рифейских отложениях Русской платформы, и их рентгеноструктурный анализ показал, что возрастание содержания в них  $K_2O$  сопровождается в первую очередь увеличением количества калиевого полевого шпата и, в меньшей степени, иллита (Ронов и др., 1990а). Указанные две группы ассоциаций высокозрелых терригенных пород, вероятно, можно рассматривать как примеры наибольшей степени завершения воздействия двух основных факторов формирования составов терригенного материала – химического выветривания и механической абразии частиц. Обладающие совершенной спайностью калиевые полевые шпаты под воздействием золотых процессов истираются до мелкоалевритовых и пелитовых размеров и в процессах гранулометрической сортировки накапливаются в глинистых и алевритовых породах (Сочава, 1979).

Важной особенностью палеогеографического распределения аргиллитов с аномальным содержанием калия является их преимущественное распространение в континентальных или прибрежно-морских отложениях (Сочава, 1979; Ронов и др., 1990а), т.е. в отложениях относительно недалеко переноса глинисто-алевритовых частиц. Основой для такого заключения может служить сопоставление составов аргиллитов рифея Русской и Сибирской платформ (рис. 1), первые из которых, как отмечено выше, имеют преимущественно прибрежно-континентальный, а вторые – пелагически-морской генезис, а также данные о широком распространении высококалиевых аргиллитов в аллювиальных красноцветных формациях нижнего протерозоя (сегозерская и шокшинская свиты Карелии, сакуканская свита Удоканского хребта (Сочава, 1979)). Во всех указанных примерах высококалиевые аргиллиты представляют собой относительно маломощные горизонты в толщах преимущественно песчаных пород. Это явление можно объяснить аэро- и гидродинамической сортировкой алевропелитового материала, при которой зерна калиевых полевых шпатов (в связи с отличием физических свойств и размера) транспортировались на меньшие расстояния по сравнению с частицами собственно глинистых минералов.

Согласно Д.В. Мацу и Ю.Г. Попову (1975), Б.М. Михайлову (1975) и Я.Э. Юдовичу и др. (1991), существенную роль в формировании высококалиевых аргиллитов играли процессы привноса калия в верхнюю часть профилей кор выветривания

с последующей его фиксацией в составе силикатных минералов. Относительная инертность калия в докембрийских корах выветривания (в отличие от Na, Ca и Mg) и его накопление совместно с глиноземом, по мнению данных авторов, определялись отсутствием высших наземных растений. Я.Э. Юдович и др., (1991) предполагают, что существенного развития подобные процессы достигали в условиях аридного климата. Распространение в отложениях позднего докембрия высококалиевых аргиллитов и их накопление в ассоциации с мономиктовыми кварцевыми песчаниками, по-видимому, не может быть объяснено действием только этого фактора, поскольку предполагаемый выше процесс должен был привести не только к образованию тонкодисперсных калиевых минералов, поступавших при гранулометрической сортировке в состав алевропелитовых осадков, но и к регенерационному обрастанию обломков калиевых полевых шпатов песчаной размерности.

Повышенное содержание калия в составе позднедокембрийских терригенных пород в определенной мере связано также со спецификой рифтового вулканизма, на что впервые было обращено внимание Б.Р. Шпунтом (Шпунт, 1987; Шпунт и др., 1982). Характерные для позднедокембрийских платформенных рифтов основные щелочные вулканы, сформировавшиеся в глубинных мантийных магмогенерирующих зонах, часто отличаются аномально высоким содержанием калия (более 10%) (Шпунт, 1987). Среди рассматриваемых нами ассоциаций терригенных пород верхнего докембрия особое поле на рис. 4 занимают ассоциации усть-ильинской и дымской свит, слагающих верхнюю часть нижнерифейских отложений обрамления Анабарского щита и Учуро-Майского прогиба Восточной Сибири и отличающихся самым высоким средним содержанием  $K_2O$  в аргиллитах (более 8.5%) при относительно низком содержании  $SiO_2$  в песчаниках. Петрографическое изучение пород этих свит свидетельствует о распространении в них туфов и туфопесчаников (Шпунт, 1987; Шпунт и др., 1982; Семихатов, Серебряков, 1983), для которых также характерно аномально высокое содержание  $K_2O$  (табл. 3).

Б.Р. Шпунтом (1987) высказано предположение о том, что вулканогенный тефровый материал является существенной частью терригенных отложений платформ позднего докембрия, и этим обстоятельством объясняется, в частности, повышенное содержание в них калия. Изолированное положение поля заведомо туфогенных пород калиевой специализации на рис. 4 и отсутствие формаций, характеризующихся переходными составами между ними и основным полем составов ассоциаций пород на данной диаграмме, вносит ограничения в возможность применения указанной выше модели.

Таблица 3. Средние составы аргиллитов и песчаников в свитах позднего докембрия, характеризующихся максимальной или минимальной степенью дифференциации терригенного материала (по данным рис. 4)

| №* | Свита         | Регион                  | Возраст        | Порода    | Кол. обр. | 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 | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | П. п. п. | Сумма  |
|----|---------------|-------------------------|----------------|-----------|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|----------|--------|
| 1  | Чукчинская    | Патомское нагорье       | R <sub>1</sub> | аргиллиты | 8         | 56.72            | 1.12             | 25.29                          | 2.87                           | 6.21 | 0.15 | 1.18 | 0.42 | 0.38              | 2.52             | 0.11                          | 2.57     | 99.54  |
|    |               |                         |                | песчаники | 10        | 86.53            | 0.26             | 6.86                           | 0.91                           | 0.85 | 0.04 | 0.74 | 0.33 | 0.21              | 1.69             | 0.15                          | 1.03     | 99.60  |
| 2  | Воронковская  | СЗ Московской синеклизы | V <sub>2</sub> | аргиллиты | 8         | 57.98            | 1.25             | 23.04                          | 5.88                           | 0.69 | 0.03 | 0.58 | 0.16 | 0.13              | 2.08             | 0.05                          | 7.69     | 99.56  |
|    |               |                         |                | песчаники | 15        | 92.61            | 0.27             | 3.01                           | 0.27                           | 1.17 | 0.01 | 0.24 | 0.22 | 0.08              | 0.75             | 0.09                          | 1.07     | 99.79  |
| 3  | Нерюенская    | Учуро-Майская плита     | R <sub>3</sub> | аргиллиты | 14        | 58.27            | 1.61             | 23.78                          | 3.21**                         |      | 0.02 | 0.75 | 0.24 | 0.14              | 3.78             | 0.06                          | 7.57     | 99.43  |
|    |               |                         |                | песчаники | 2         | 96.71            | 0.09             | 0.76                           | 0.81                           |      | 0.01 | 0.10 | 0.37 | 0.01              | 0.05             | 0.02                          | 0.72     | 99.65  |
| 4  | Зигальгинская | Башкирский антиклинорий | R <sub>2</sub> | аргиллиты | 2         | 58.29            | 0.92             | 21.99                          | 3.64                           |      | 0.08 | 1.33 | 0.19 | 0.11              | 6.47             | 0.10                          | 5.83     | 98.95  |
|    |               |                         |                | песчаники | 15        | 96.95            | 0.12             | 0.55                           | 0.16                           | 0.71 | 0.01 | 0.11 | 0.08 | 0.02              | 0.23             | 0.02                          | 0.26     | 99.22  |
| 5  | Толпаровская  | Башкирский антиклинорий | R <sub>3</sub> | аргиллиты | 3         | 56.37            | 1.25             | 23.88                          | 4.12                           |      | 0.13 | 1.34 | 0.36 | 0.71              | 7.63             | 0.15                          | 4.17     | 100.11 |
|    |               |                         |                | песчаники | 28        | 90.29            | 0.14             | 4.16                           | 0.95                           | 0.23 | 0.06 | 0.24 | 0.70 | 0.32              | 1.25             | 0.03                          | 1.11     | 99.48  |
| 6  | Димская       | Юдомо-Майский прогиб    | R <sub>1</sub> | аргиллиты | 11        | 60.08            | 0.72             | 17.77                          | 4.76                           |      | 0.01 | 3.28 | 0.40 | 0.21              | 8.71             | 0.09                          | 3.48     | 99.51  |
|    |               |                         |                | песчаники | 8         | 74.06            | 0.37             | 11.13                          | 2.51                           |      | 0.01 | 1.69 | 0.84 | 0.62              | 6.10             | 0.09                          | 2.09     | 99.51  |
| 7  | Лонская       | П-в Рыбачий             | R - V          | аргиллиты | 2         | 57.86            | 0.65             | 17.93                          | 2.68                           | 5.01 | 0.10 | 3.58 | 1.83 | 3.60              | 3.02             | 0.10                          | 3.16     | 99.52  |
|    |               |                         |                | песчаники | 8         | 70.13            | 0.42             | 13.56                          | 0.90                           | 3.11 | 0.05 | 1.69 | 2.29 | 3.77              | 2.09             | 0.14                          | 1.34     | 99.49  |

\* См. рис. 4.

\*\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO.



## ЦИКЛИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

Помимо обсуждаемых выше общих трендов эволюции, полученные нами кривые (рис. 1, 2) демонстрируют более мелкомасштабные циклические изменения составов терригенных пород в позднем докембрии. На основе петрохимических данных могут быть выделены два цикла терригенного осадконакопления – нижне-среднерифейский и верхнерифейско-вендский. Эти циклы отражают главным образом тектоническую историю изученных регионов и, вероятно, имеют более широкое проявление, поскольку совпадают во времени с двумя подразделениями стратиграфической шкалы докембрия, предложенной Международной стратиграфической комиссией, – мезопротерозоем и неопротерозоем (Cowie *et al.*, 1984; Семихатов, 1993). Начальные элементы циклов (нижний и верхний рифей) отличаются от завершающих (среднего рифея и венда) более низкими значениями отношения  $Al_2O_3/SiO_2$  в песчаных породах и модуля  $Na/(Na + K)$  как в песчаниках, так и в аргиллитах (рис. 5). Проявление этой цикличности можно наблюдать также на гистограммах распределения оксидов (рис. 3). Модальные значения содержаний  $SiO_2$  в песчаниках нижнего и верхнего рифея, как уже отмечалось, приходится на интервал 92 - 96% при менее значимых максимумах в интервале 80 - 86%, в то время как в песчаниках среднего рифея и венда наиболее распространены содержания этого оксида в интервале 74 - 78%. Это свидетельствует о более высокой зрелости песчаного материала на начальных этапах циклов и позволяет рассматривать их как этапы относительной стабильности тектонических режимов.

Завершающие элементы циклов – среднерифейские и вендские отложения – содержат ассоциации пород существенно различной степени зрелости. С одной стороны, отложения этих стратиграфических подразделений отличает повышенное абсолютное содержание  $Na_2O$  (рис. 1, 2), а также модуля  $Na/(Na + K)$  (рис. 5) как в песчаниках, так и в аргиллитах, что можно рассматривать как свидетельство малой степени развития химического выветривания в связи с орогенными процессами в областях сноса или активным рифтогенезом, а с другой – отложениям этих эпох свойственна более высокая степень глиноземистости аргиллитов, которую принято считать свидетельством повышенной интенсивности выветривания. Моды гистограмм распределения  $Al_2O_3$ , отражающие наиболее распространенные составы аргиллитов нижнего и верхнего рифея, располагаются в интервале 15 - 17%, а среднего рифея и венда – 17 - 18%. Соответствующие модальные значения для  $TiO_2$  составляют 0.75 - 0.80 и 0.85 - 0.95% (рис. 3). Согласно А.Б. Ронову и др. (1990а), вендские аргиллиты Русской платформы отличаются от рифейских

существенно более высоким содержанием в них каолинита (30 и 20% соответственно).

Данные об изменениях химического состава карбонатных пород в позднем докембрии (Сочава, Подковыров, 1993) и изотопного состава углерода в этих породах (Сочава, 1992) привели к заключению о том, что вендский период (в первую очередь поздний венд) отличался от позднерифейского времени значительно более высокой скоростью поступления  $CO_2$  в атмосферу в связи с общей активизацией тектоно-магматических процессов. Подобное изменение особенностей внешней среды должно было способствовать возрастанию интенсивности выветривания в областях сноса, не захваченных активными тектоническими процессами. Среди вендских отложений Русской платформы свиты, содержащие высокоглиноземистые аргиллиты, достаточно широко распространены в основании редкинского горизонта (могилевская, плетневская) или кровле котлинского горизонта (воронковская). При этом основная часть котлинского горизонта юго-западной части платформы представлена телеорогенными отложениями с низкой степенью дифференциации терригенного материала и высоким содержанием в нем натрия и магния (Сочава и др., 1992), а для редкинского горизонта восточного обрамления платформы (Урала) характерны флишоподобные граувакковые ассоциации (басинская, зиганская, чернокаминская свиты).

Терригенные отложения венда Сибирской платформы также представлены в основном высокозрелыми ассоциациями, содержащими олигомиктовые и мономиктовые кварцевые песчаники (джербинская свита юга платформы, мотская серия непско-ботуобинской антеклизы). При этом в обрамлении платформы в отложениях, относимых к венду, распространены граувакковые ассоциации с повышенным содержанием натрия как в песчаниках, так и в алевrolитах и аргиллитах (ушаконская свита Прибайкалья, догалдынская и илигирская свиты Байкало-Патомского нагорья).

Кроме указанных крупномасштабных циклов, данные, приведенные на рис. 5, фиксируют второстепенный уровень активизации тектонических режимов (возрастание модуля  $Na/(Na + K)$ ) в средней части верхнего рифея. Это явление, по-видимому, отражает этап тектонической перестройки и активизации, соответствующий подошве подразделения, выделяемого в Восточной Сибири под названием байкалия с изотопным возрастом около 850 млн. лет (Хоментовский, 1990).

Следует отметить, что приведенные на рис. 1, 2, 3, 5 результаты статистической обработки геохимических данных позволяют наметить лишь самые общие тенденции циклических изменений составов терригенных пород на протяжении позднего докембрия обсуждаемых регионов. При этом достоверность полученных графиков, в особенности рис. 5, в значительной мере определяется

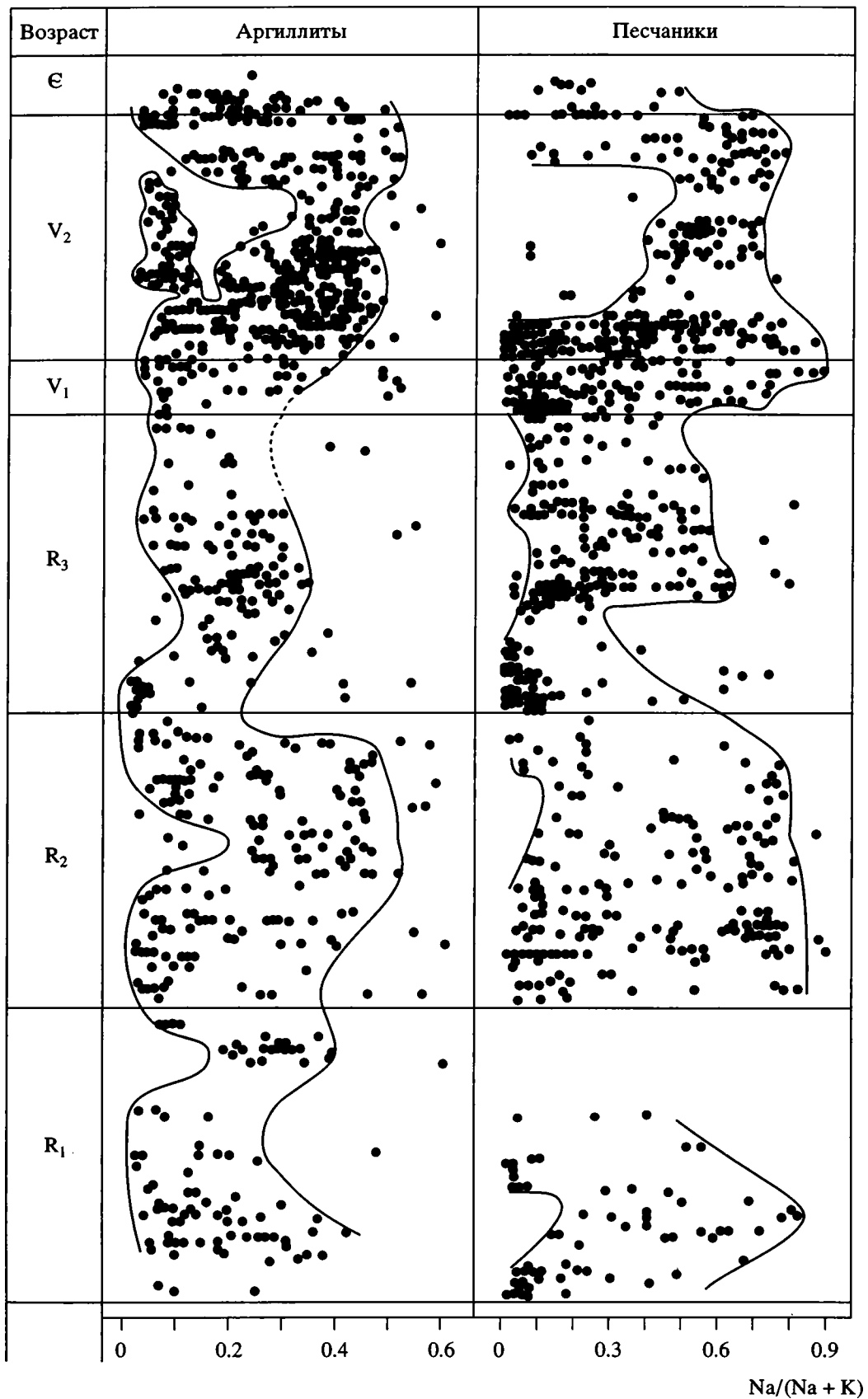


Рис. 5. Значения модуля  $Na/(Na + K)$  (ат. кол.) в отдельных пробах объединенных выборок анализов аргиллитов и песчаников позднего докембрия Русской и Сибирской платформ и их складчатых обрамлений.

достоверностью и разрешающей способностью стратиграфических схем, использованных при корреляции разрезов. Более детальный анализ изменений составов верхнедокембрийских терригенных пород обсуждаемых территорий в связи с известными региональными тектоническими и палеогеографическими событиями представляет собой особую задачу дальнейшей обработки собранного нами банка геохимических данных.

## ВЫВОДЫ

Статистический анализ содержаний петрогенных элементов в терригенных отложениях Русской и Сибирской платформ и их складчатых обрамлений приводит к выводу об относительном постоянстве составов глинистых и песчаных пород на отрезке геологической истории продолжительностью около 2 млрд. лет, включающем заключительный этап раннего протерозоя, поздний протерозой и ранний палеозой. Этот вывод согласуется с представлениями о неизменности состава постархейской верхней континентальной коры, основанными на геохимии редких элементов – отсутствии долговременных изменений в отношениях Th/Sc, La/Sc, Eu/Eu\*, легкие/тяжелые р. з. э. в составах осадочных пород (Тейлор, Мак-Ленан, 1988).

Отсутствие высших растений на позднедокембрийских континентах определило два основных отличия терригенного осадконакопления этого времени от позднефанерозойского. Первое из них – специфика процессов выветривания, заключающаяся в первую очередь в существенно меньшей подвижности калия в корях выветривания, что определило накопление калиевых пелитовых пород преимущественно гидрослюдистого состава. Второе отличие заключалось в широком развитии на континентах эоловых процессов переработки терригенного материала и, как следствие, более широком распространении мономиктовых кварцевых песков и сопутствующих им комплементарно обогащенных тонкоизмельченными обломками калиевых полевых шпатов и слюд алевролитов и пелитов. Определенную, но, вероятно, не ведущую роль в формировании высококалиевых аргиллитов играл характерный для платформенных рифтовых структур вулканизм калиевой специализации.

Полученные данные позволяют с новых позиций оценить значение достаточно представительных сведений об основных тенденциях изменений составов терригенных пород на протяжении фанерозоя и продемонстрировать существование переломного рубежа в эволюции терригенного осадконакопления в средне-верхнем палеозое, связанного с важнейшим событием в эволюции биосферы – появлением наземных высших растений. По масштабу изменений средних составов терригенных пород это событие соизмеримо, а

может быть, и превосходит другой революционный рубеж эволюции терригенных пород – архейско-протерозойскую границу (Тейлор, Мак-Ленан, 1986; и др.), отражающий формирование насыщенной калиевыми гранитоидами верхней континентальной коры. Воздействие последнего процесса на петрохимический состав терригенных пород Алданского щита рассмотрено в работах А.В. Сочавы (1986, Сочава, Мишин, 1986).

Цикличность проявления на протяжении позднего докембрия тектоно-магматических процессов нашла отражение в циклических изменениях состава терригенных ассоциаций. В периоды возрастания тектоно-магматической активности горообразование и рифтогенез способствовали накоплению низкозрелых ассоциаций терригенных пород, относительно обогащенных подвижными в корях выветривания элементами (Na, Mg), а вулканические процессы – мафическими элементами. С другой стороны, в такие эпохи возрастала скорость поступления CO<sub>2</sub> в атмосферу, что способствовало повышению поверхностных температур и гумидизации климата. Совместное действие возрастания pCO<sub>2</sub>, температуры и влажности определяло формирование каолинитовых кор выветривания на тех участках областей сноса, где сохранялся относительно стабильный тектонический режим.

В эпохи относительной пассивности эндогенных процессов содержание CO<sub>2</sub> в атмосфере падало, происходило похолодание климата вплоть до появления материковых оледенений, в формировании терригенных осадков увеличивалась роль механического разрушения частиц под действием эоловых процессов, что приводило к формированию ассоциаций, содержащих мономиктовые кварцевые песчаники и высококалиевые аргиллиты. На Русской и Сибирской платформах и прилежащих территориях режимы терригенного осадконакопления первого типа были более характерны для среднего рифея и венда, а режимы второго типа – для раннего и позднего рифея. Для позднерифейско-вендского цикла такая смена экзогенных условий подтверждается данными об изменениях изотопного состава серы, углерода и стронция в осадочных породах (Сочава, 1992) и изменениями составов карбонатных пород (Сочава, Подковыров, 1993).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов А.П., Ронов А.Б.* Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений // *Геохимия*. 1956. № 6. С. 3 - 24.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
- Головенок В.К.* Докембрийские коры химического выветривания, их особенности и методика литолого-геохимического изучения // *Докембрийские коры выветривания*. М.: ВИМС, 1975. С. 16 - 27.

- Головенко В.К. Литолого-геохимические особенности и условия образования тебторгинской серии Байкальской горной области. М.: Недра, 1976. 125 с.
- Мац В.Д., Попов Ю.Г. Некоторые черты эволюции коры химического выветривания гранитов // Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С. 104 - 115.
- Мележик В.А., Предовский А.А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза (на примере северо-востока Балтийского щита). Л.: Наука, 1982. 208 с.
- Михайлов Б.М. Некоторые особенности гипергенного рудообразования в докембрии // Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С. 187 - 195.
- Петров В.Г. Докембрий западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 207 с.
- Пиррус Э.А. Литогенез венда и кембрия Северной Прибалтики. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 44 с.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчанники. М.: Мир, 1976. 535 с.
- Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Решения Всесоюзного совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, 1983. 216 с.
- Ронов А.Б., Казаков Г.А. Закономерности позднепротерозойской седиментации на Русской платформе // Литология и полезн. ископаемые. 1983. № 6. С. 108 - 135.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ // Геохимия. 1970. № 4. С. 403 - 438.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Хане К. К вопросу о распространенности и вещественном составе глиен осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1990а. № 4. С. 467 - 482.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990б. 182 с.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 366 с.
- Семихатов М.А. Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 6 - 20.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 223 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3 - 16.
- Серебряков С.Н., Семихатов М.А. Фитогенные карбонатные породы рифея // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975. Вып. 4. Кн. 2. С. 173 - 178.
- Сочава А.В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 207 с.
- Сочава А.В. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. Л.: Наука, 1986. 142 с.
- Сочава А.В. Квазистационарная модель геохимического цикла и эволюционные события на рубеже докембрия и фанерозоя // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 41 - 56.
- Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицин С.Б. Геохимия верхневендских отложений запада Русской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 1992. № 2. С. 71 - 89.
- Сочава А.В., Подковыров В.Н. Эволюция состава карбонатных пород в позднем докембрии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. № 4. С. 11 - 26.
- Стратотип рифея. Стратиграфия, геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Наука, 1962. Т. 2. 574 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
- Хоментовский В.В. Байкалий – принципиальный этап истории геологического развития Сибири // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 222 - 237.
- Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 139 с.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамишина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 226 с.
- Цехомский А.М., Карстенс Д.И. Кварцевые пески, песчанники и кварциты СССР. Л.: Недра, 1982. 158 с.
- Юдович Я.Э., Гареев Э.З., Кетрис М.П. Природа аномальных накоплений калия в глинистых породах // Геохимия. 1991. № 5. С. 689 - 700.
- Basu A. Weathering before the advent of land plants: Evidence from unaltered detrital K-feldspars in Cambrian Ordovician arenites // Geology. 1981. V. 9. № 3. P. 132 - 133.
- Cowie J.W., Ziegler W., Remane J. Stratigraphic Commission accelerates progress, 1984 to 1989 // Episodes. 1989. V. 12. № 2. P. 79 - 83.
- Reimer Th. The evolution of the rubidium and strontium content of shales // N. Jb. Mineral. Abh. 1972. V. 116. № 2. P. 167 - 195.
- Weaver C.E. Potassium, illite and the ocean // Geochim. Cosmochim. Acta. 1967. V. 31. P. 2181 - 2196.

Рецензент М.А. Семихатов

УДК 551.7341.735:563.12(470.13)

## ПОГРАНИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДЕВОНА И КАРБОНА НА СЕВЕРЕ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

© 1994 г. А. В. Дуркина, В. И. Авхимович

*Территориально-производственное объединение Всероссийского научно-исследовательского геологоразведочного института, 169400 Ухта, ул. Пушкина, 2, Коми*

*Научно-исследовательский геологоразведочный институт  
220114 Минск, Староборисовский тракт, 14, Беларусь*

Поступила в редакцию 20.06.92 г., получена с доработки 13.01.93 г.

На основании данных по изучению фораминифер, спор и с учетом предыдущих био- и литостратиграфических исследований впервые проведено зональное расчленение мелководно-шельфовых верхнефаменских и турнейских отложений, уточнена граница систем в разрезе опорной скважины Нарьян-Мар 1 на севере Тимано-Печорской провинции. Обоснована корреляция пограничных толщ нарьянмарского разреза с разнофациальными толщами этого интервала в Верхнепечорской впадине на юге провинции, а также других регионов Восточно-Европейской платформы.

С верхнедевонско-турнейским нефтегазоносным комплексом Тимано-Печорской провинции связаны значительные перспективы открытия новых залежей нефти. Эффективность поисково-разведочных работ на севере провинции нередко снижается вследствие недостаточной детальности существующих стратиграфических схем, неточности сопоставлений продуктивных и экранирующих горизонтов. Одной из актуальных проблем является детальное расчленение и уточнение корреляции верхнефаменских и турнейских толщ, положения границы девонской и каменноугольной систем. На юге Тимано-Печорской провинции выделение и биостратиграфическое обоснование региональных горизонтов верхнего фамена произведено в разрезах, представленных отложениями депрессионных, склоновых фаций и толщами заполнения некомпенсированных впадин (Дуркина, Авхимович, 1988). В северных районах провинции, где пограничные отложения девона и карбона представлены мелкодношельфовыми толщами, прослеживание региональных горизонтов вызывает трудности ввиду отсутствия детально изученных эталонных разрезов для этой фациальной зоны. Поэтому авторами проведены ревизионные и дополнительные биостратиграфические исследования отложений Нарьянмарской опорной скважины, где пограничный интервал хорошо представлен в керне. По фораминиферам и спорам удалось провести зональное расчленение верхнефаменских и турнейских толщ этого разреза, уточнить положение границы между системами и обосновать корреляцию с одновозрастными отложениями других регионов Восточно-Европейской платформы.

Пограничные отложения девонской и каменноугольной систем в опорном разрезе скважины Нарьян-Мар I (рисунок) представлены устьпечор-

ским (Кушнарева, 1977), зеленецким и нюмылгским горизонтами фаменского яруса верхнего девона, малевским, черепетским и условно выделенным кизеловским горизонтами турнейского яруса нижнего карбона, которые трансгрессивно перекрываются породами визейского яруса.

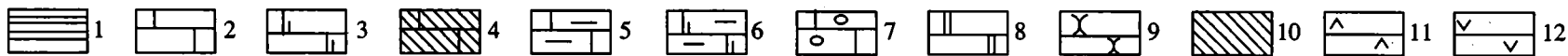
Устьпечорский горизонт (инт. 2510 - 2695 м) представлен карбонатными и терригенными породами. Нижняя граница горизонта проводится в подошве песчано-алевритового пласта с лебедянским комплексом спор. Верхняя граница по палинологическим данным и изменению состава фораминифер принимается на глубине 2510 м. Устьпечорский горизонт расчленен на 4 толщи (Кушнарева, 1977; Кушнарева и др., 1988).

Терригенно-карбонатная толща I выделена в инт. 2660 - 2695 м. В основании ее залегает пласт алевролитов, переслаивающихся с глинами и известняками. Верхняя часть толщи сложена известняками и доломитизированными известняками. Споры представлены видами *Lophozonotriletes lebedianensis* Naum., *Cornispora monocornata* Naz., *Cyrtozpora cristifera* (Lub.) Van der Zwan., *Hymenozonotriletes lupinovitchi* Avch., принадлежащими палинозоне *Cornispora varicornata* (определения Л.Г. Раскатовой), соответствующей лебедянскому и оптуховскому горизонтам фамена в центральных районах Восточно-Европейской платформы.

Известково-глинистая толща II (инт. 2590 - 2660 м) отличается преобладанием глин, переслаивающихся с пятнисто-доломитизированными и органично-обломочными известняками, с редкими включениями сульфатов и тонкими прослоями песчаников. Органические остатки многочисленны. В одном из прослоев известняка определены фораминиферы *Bisphaera elegans* Viss., *B. elegans* v. *subsp. aegaeica* Viss. Ассоциация остракод, по данным



|                       |      |      |  |            |                     |                |           |               |                |                       |         |          |      |      |            |
|-----------------------|------|------|--|------------|---------------------|----------------|-----------|---------------|----------------|-----------------------|---------|----------|------|------|------------|
| Девонская             |      |      |  |            | Каменноугольная     |                |           |               | Система        |                       |         |          |      |      |            |
| Верхний               |      |      |  |            | Нижний              |                |           |               | Отдел          |                       |         |          |      |      |            |
| Фаменский             |      |      | Джеболский                                   |            | Турнейс.            |                | Визейский |               | Ярус           |                       |         |          |      |      |            |
|                       |      |      | S. gauserae, S. primaeva, Q. communis        |            | S. gaus. Q. cob.    | Q. regularis   | Q. eokob. |               |                | Зоны по фораминиферам |         |          |      |      |            |
| Comispora varicornata |      |      | Grandispora famenesis – Diducites versabilis |            | R. lepidoph. tyrica | R. lep. tenera | T. mal.   | A. sep. talia | Зоны по спорам |                       |         |          |      |      |            |
| Устьлечорский         |      |      |  | Зеленецкий |                     | Нюмылгский     |           | џгр.          | kz.            | bb                    | Тульск. | Горизонт |      |      |            |
| 2695                  | 2660 | 2590 | 2565   | 2518       | 2510                | 2497           | 2481      | 2470          | 2465           | 2461                  | 2455    | 2445     | 2437 | 2430 | Глубина, м |
| Колонка               |      |      |  |            |                     |                |           |               |                |                       |         |          |      |      |            |
| Выход керна           |      |      |  |            |                     |                |           |               |                |                       |         |          |      |      |            |



Разрез опорной скв. I Нарьян-Мар

1 – глина; 2 – известняк; 3 – известняк доломитизированный; 4 – известняк песчаниковидный; 5 – известняк глинистый; 6 – известняк доломитизированный глинистый; 7 – известняк комковатый; 8 – доломит; 9 – песчаник; 10 – алевролит; 11 – ангидрит; 12 – гипс.

Горизонты: bb – бобриковский, kz – кизеловский, џгр – черепетский, ml – малевский.

Зоны по спорам и фораминиферам: T. mal. – Tumulispora malevkensis, Q. kob. – Quasiendothyra kobeitusana, Q. eokob. – Quasiendothyra eokobeitusana.

В.А. Чижовой, близка к комплексу лебедянского горизонта и киселево-никольских слоев центральных районов Восточно-Европейской платформы.

Ритмичнослоистая толща III (инт. 2555 - 2590 м) представлена в основании алевролитами, которые выше по разрезу сменяются глинистыми известняками (Дуркина, Авхимович, 1988). В этой толще эндотироидные фораминиферы найдены в интервале 2568.6 - 2572.6 м – *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.), *Rectoseptaglomospiranella* sp., *Septatourmayella gausevae* Lip. forma minima, *Quasiendothyra* (Eoendothyra) communis (Raus.) forma minima. Определен комплекс спор: *Cornispora varicornata* Stapl. et Jans., *Grandispora famenensis* (Naum.) Streel, *G. cornuta* Higgs, *Endosporites golubanicus* (Naz.) Avch., *Hymenozonotriletes papulosus* Senn., *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *Diducites poljessicus* (Kedo) Van Veen, который также относится к палинозоне *Cornispora varicornata* и сопоставляется с комплексом спор киселево-никольских слоев опуховского горизонта центральных районов Восточно-Европейской платформы или шатилковских слоев оресского горизонта верхнего фамена Припятской впадины (Авхимович, 1986).

Известняковая толща IV (инт. 2510 - 2555 м) относится к местной фораминиферовой лоне, слоям с “редкими *Septatourmayella gausevae*, *Septaglomospiranella primaeva*, *Quasiendothyra communis*”. Она сложена органогенными, часто доломитизированными известняками с редкими включениями ангидритов. В известняках содержится большое количество разнообразной фауны. В комплексе фораминифер наблюдается некоторое увеличение количества турнейеллид – при этом вид *Septatourmayella gausevae* Lip. представлен формами “minima” и “maxima”. Чаше, чем в подстилающих отложениях, встречаются *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.), *S. nana longa* Durk., *Septabrunkiina minuta* f. *glomospiroides* Lip. Из квазиэндотир распространены редкие мелкие примитивные *Quasiendothyra* (Eoquasiendothyra) *bella* (N. Tschern.), *Q.* (Eoq.) *ex gr. bella* (N. Tschern.), *Q.* (Eoendothyra) *communis* (Raus.) forma minima, *Q.* (E.) *ex gr. communis* (Raus.), *Q.* (E.) *regularis* subsp. *eoregularis* Durk. У кровли IV толщи в инт. 2510 - 2518 м появляются новые разновидности квазиэндотир группы *Q.* (E.) *communis*, *Q.* (E.) *communis infida* Durk., *Q.* (E.) *communis oldae* Durk., *Q.* (E.) *eoregularis* Durk. Такое обновление в развитии фораминифер ранее (Дуркина, 1975) принималось в качестве обоснования границы девона и карбона (на гл. 2518 м). Однако более заметные изменения в развитии фораминифер отмечены в разрезе выше – на гл. 2510 м, где ныне и принята верхняя граница устьепечорского горизонта. В комплекс спор из глинистых прослоев в известняковой толще определены: *Endosporites golubanicus* (Naz.) Avch., *Grandispora famenensis* (Naum.) Streel, *G. cornuta* Higgs, *Knoxisporites dedaleus* (Naum.) Mor.-Ben., *Diducites poljessicus* (Kedo) Van Veen, *Convolutispora vermiformis* Hugh. et Playf.,

*Cyrtospora cristifera* (Lub.) Van der Zwan, *Lophozonotriletes proscurtus* Kedo. Комплекс относится к нижней части палинозоны *Grandispora famenensis*–*Diducites versabilis*. Он аналогичен ассоциациям из тургеневских слоев плавского горизонта фаменского яруса Восточно-Европейской платформы и из осовецких слоев стрешинского горизонта в Припятской впадине (Авхимович, 1986).

Выше по разрезу в скв. I Нарьян-Мар (инт. 2465 - 2510 м) расположена толща, именуемая в тиманских разрезах джеболской, которая соответствует джеболскому надгоризонту и расчленяется на зеленецкий и ньюмылгский региональные горизонты.

Зеленецкий горизонт (инт. 2481 - 2510 м) выделен в составе двух фораминиферо-вых лон: нижней, соответствующей слоям с частой *Septatourmayella gausevae*, *Quasiendothyra communis minima*, и верхней *Q. regularis*.

Интервал слоев с частой *Septatourmayella gausevae*, *Quasiendothyra communis* (инт. 2497 - 2510 м) литологически представлен детритусовыми пятнисто-доломитизированными известняками с прослоем доломита в кровле, с включениями гипса и ангидрита. Среди фораминифер массовое распространение здесь имеют септатурнейеллы – *Septatourmayella gausevae* Lip. (с разновидностями “minima”, “maxima”, “recta”), реже с *S. potensa* Durk. и мелкие квазиэндотир – *Quasiendothyra* (Eoquasiendothyra) *bella* (N. Tschern.), *Q.* (Eoq.) *ex gr. bella* (N. Tschern.), *Q.* (Eoendothyra) *communis* (Raus.), *Q.* (E.) *communis* (Raus.) forma minima, *Q.* (E.) *communis* (Raus.) forma № 1, *Q.* (E.) *communis* (Raus.) forma № 2. Из других фораминифер появляются *Glomospirella elegans* Durk., *Quasiendothyra* (E.) *regularis* (Lip.), *Q.* (E.) *regularis* subsp. *densa* Durk., *Septabrunkiina kingirica* Reitl. Этот комплекс отличается от ассоциации фораминифер из одновозрастных слоев с *Q. communis venusta* Верхнепечорской впадины меньшим разнообразием родового и видового состава, широким развитием септатурнейелл. Споры (инт. 2499 - 2510.6 м) из нижней части зеленецкого горизонта – *Hymenozonotriletes papulosus* Senn., *Diducites commutatus* (Naum.) Avch., *Grandispora cornuta* Higgs, *Auroraspora macra* Sull., *Knoxisporites dedaleus* (Naum.) Mor.-Ben., *Lophozonotriletes proscurtus* Kedo, *L. curvatus* Naum. указывают на принадлежность интервала верхней части палинозоны *Grandispora famenensis*–*Diducites versabilis*. К ней относятся кудеяровские слои плавского горизонта центральных районов Восточно-Европейской платформы, а в Припятской впадине – любанские слои стрешинского горизонта верхнего фамена.

Верхняя часть зеленецкого горизонта (лона *Quasiendothyra regularis* (инт. 2481 - 2497 м) представлена органогенно-детритусовыми и алевролитистыми известняками. В них определены частые *Quasiendothyra* (Eoendothyra) *regularis regularis* (Lip.), *Q.* (E.) *regularis elata* Durk., *Q.* (E.) *regularis*

(Raus.) forma communiformis, Q. (E.) ex gr. regularis (Lip.), получают развитие Q. (E.) communis communis (Raus.) forma simplex, Q. (E.) communis evoluta Durk., Q. (E.) communis (Raus.) forma chomatica, Q. (E.) communis praeturbida Durk., Q. (E.) communis infida Durk., Q. (Eoquasiendothyra) bella (N. Tschern.). Среди турнейеллид преобладают септатурнейеллы – массово распространены вид *Septatourmayella gauseae* Lip с разновидностями “minima”, “maxima”, “recta”, *S. potensa* Durk. (редко). С основания лоны увеличивается разнообразие подвидов и количество особей *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.), *Pseudoglomospira vutchevda* Durk., *Glomospira solaris* Durk., *Septabrunsiina oldae* Durk., *S. kingirica* Reitl., *S. minuta* (Lip.), изредка встречаются *Archaelagena petchorica* Grozd. et Leb. Комплекс спор: *Retispora lepidophyta* (Kedo) Playf., *Diducites poljessicus* (Kedo) Van Veen, *Grandispora distinctus* (Naum.) Avch., *Auroraspora evanida* (Kedo) Avch., *Tumulispora malevekensis* (Kedo) Turnau, *Knoxisporites hederatus* (Isch.) Playf., *Lophozonotriletes proscurtus* Kedo – относится к палинозоне *Retispora lepidophyta tyrica* и соответствует нижней части озерских слоев центральных районов Восточно-Европейской платформы и старобинским слоям полеского горизонта верхнего фамена в Припятской впадине.

Нюмылгский горизонт (инт. 2465 - 2481 м) заканчивает разрез верхнефаменского подъяруса. Он состоит из двух пачек: нижней – карбонатной и верхней – терригенной. Нижняя пачка принадлежит лоне *Quasiendothyra eokobeitusana* (инт. 2475 - 2481 м) и сложена органогенно-детритусовыми и алевритистыми известняками. Среди фораминифер наиболее важны *Quasiendothyra* (*Quasiendothyra*) *eokobeitusana* Durk., Q. (E.) ex gr. *eokobeitusana* Durk. Сопутствуют им квазиэндотирь группы Q. (E.) *communis* и Q. (E.) *regularis*, для которых характерно увеличение количества особей каждого вида. На описываемом уровне появляются и новые виды фораминифер – *Quasiendothyra* (E.) *petchorica* Durk., Q. (E.) *regularis conferta* Durk., Q. (E.) *regularis* (Raus.) *formis endothyroides*, редких Q. (Eoquasiendothyra) *bella* N. Tschern. Из турнейеллид продолжают развитие многочисленные септатурнейеллы группы *Septatourmayella gauseae* Lip., *S. potensa* Durk., *Tourmayella* sp., септабрунзиины – *Septabrunsiina minuta* (Lip.), *S. kingirica* Reitl., *Glomospirella?* *irregularis* (Moell.), *Glomospiranella?* *djebolica* Durk., *Septaglomospiranella* ex gr. *primaeva* (Raus.), чаще, чем в подстилающих отложениях, встречается *Archaelagena petchorica* Grozd. et Leb. Выявленный в пачке комплекс спор представлен *Retispora lepidophyta* (Kedo) Playf. var. *tenera* Kedo, *K. lepidophyta* (Kedo) Playf., *Knoxisporites literatus* (Waltz) Playf., *Dictyotriletes scrobiculatus* Kedo, *Diducites poljessicus* (Kedo) Van Veen, *Verrucosporites mesogrumosus* (Kedo) Byvsch., *Convolutispora vermiformis* Hugh. et Playf. Он относится к палинозоне *Retispora lepidophyta tenera* и сопоставляется с ком-

плексом спор из верхней части озерского горизонта центральных районов Восточно-Европейской платформы.

В вышележащей пачке глин с тонкими прослоями песчаника (инт. 2465 - 2470 м) фораминиферы не обнаружены, но по сопоставлению с разрезами Печоро-Кожвинского мегавала (скв. 70 и 84 Кожва-Каменка, 174 Зап. Сопляс), где на этом уровне в прослоях известняка найдены многочисленные *Quasiendothyra kobeitusana* Raus., терригенная пачка условно отнесена к зоне Q. *kobeitusana kobeitusana* нюмылгского горизонта. В инт. 2468.4 - 2472 м обнаружен комплекс спор, в котором преобладают *Retispora lepidophyta*–*R. lepidophyta* (Kedo) Playf. var. *tenera* Kedo, *R. lepidophyta* (Kedo) Playf., *R. lepidophyta* (Kedo) Playf. var. *minor* Kedo, *Tumulispora malevekensis* (Kedo) Turnau, *T. rarituberculata* (Lub.) Pot., *Auroraspora macra* Sull. Указанная ассоциация может быть сопоставлена с верхней частью палинозоны *Retispora lepidophyta tenera*. В центральных районах платформы она характеризует хованский горизонт, а в Припятской впадине – нижеборовские слои полеского горизонта верхнего фамена.

В разрезе турнейского яруса (инт. 2445 - 2465 м) скважины Нарьян-Мар I палеонтологически охарактеризованы лишь отложения малевского и черепетского горизонтов. Малевский горизонт (инт. 2461 - 2465 м) представлен чередованием глин и алевролитов с двумя маломощными прослоями песчаников. Породы содержат комплекс спор: *Tumulispora malevekensis* (Kedo) Turnau, *T. rarituberculata* (Lub.) Pot., *Lophozonotriletes excisus* Naum., *Convolutispora major* (Kedo) Turnau, *Grandispora echinata* Hacq., *Bascadaspora mischkinensis* (Byvsch.), *Corbulispora cancellata* (Waltz) Bhar. et Venk., *Retusotriletes incohatus* Sull., относящийся к палинозоне *Tumulispora malevkensis*, которая на всей территории Восточно-Европейской платформы характеризует малевский горизонт турнейского яруса. Вышележащая пачка (инт. 2455 - 2461 м) сложена глинами с прослоями алевролитов в верхней части разреза и песчаника в основании. В ней определен комплекс спор *Apiculiretusispora septalia* (Jusch.) Byvsch., *A. rarispinosa* (Jusch.), Byvsch., *Vallatisporites dictyopterus* (Waltz) Byvsch. et N. Umn., *V. verrucosa* Hacq., *V. genuinus* (Jusch.) Byvsch., *Cymbosporites varius* Byvsch., *Tumulispora rarituberculata* (Lub.) Pot., *T. malevkensis* (Kedo) Turnau, *Lophozonotriletes excisus* Naum., *Umbonatisporites regidesetosus* (Kedo) Byvsch. et Streel, который относится к палинозоне *Apiculiretusispora septalia*, характеризующей нижнюю часть черепетского горизонта. Выше, в нарьянмарском разрезе, залегает карбонатная пачка (инт. 2445 - 2455 м), сложенная в нижней части доломитами, а в верхней – водорослевыми известняками. В известняках выявлены редкие фораминиферы *Septaglomospiranella* sp., *Tourmayella?* sp. (небольших размеров), *Endothyra* (*Planendothyra*) cf. *rotayi* (Dain.), *Latiendothyra* sp. Появление единичных латиэндотир и планоэндотир позволяют

условно датировать возраст вмещающих пород черепетско-кизеловским.

В последовательности верхнефаменских и турнейских фораминиферовых и споровых комплексов нарьянмарского разреза отсутствуют некоторые ассоциации, известные в более полных разрезах юга провинции (Дуркина, Авхимович, 1988). Это заставляет предполагать в нем наличие стратиграфических перерывов. Во-первых, между фаменским и турнейским ярусами (в основании малевского горизонта), вследствие чего отсутствуют самая верхняя часть нюмылгского горизонта и сотчемшорский горизонт турне, и во-вторых, между малевским и черепетским горизонтами турне (отсутствуют отложения упинского горизонта). Турнейский и визейский ярусы также разделены стратиграфическим перерывом, охватывающим интервал косьвинского и радаевского горизонтов нижнего визе.

Трансгрессивно залегающие на турне отложения визейского яруса представлены терригенными породами бобриковского и терригенно-карбонатными – тульского горизонтов. Бобриковский горизонт (инт. 2437 - 2445 м) сложен алевролитами и песчаниками. Комплекс спор: *Monilospora variomarginata* (Playf.) Byvsch., *Cingulizonates luminosus* Jusch. et N. Umn., *Densosporites triangulatus* (Byvsch.) Byvsch., *D. goniacanthus* (Waltz) Byvsch., *Knoxisporites literatus* (Waltz) Playf., *Euryzonotrites ciliato-marginatus* (Waltz) Byvsch. – аналогичен комплексу из нижней части бобриковского горизонта центральных районов Восточно-Европейской платформы.

Тульский горизонт (инт. 2421 - 2437 м) по литологическим признакам делится на две части: нижнюю – терригенную и верхнюю – карбонатную. Нижняя часть горизонта (инт. 2430 - 2437 м) сложена переслаиванием глин, глинистых алевролитов и песчаников с прослоем известняка в кровле. В известняке найдены фораминиферы: *Globoendothya elegans* Durk., *Endothya aff. posneri* Gan., *E. cara* Schlyk., *Omphalotis ex gr. omphalota* Raus. et Reitl. В комплексе спор преобладают *Cingulizonates bialatus* (Waltz) Kedo, *Densosporites gibberosus* (Naum. et Byvsch.) Byvsch., *Lycospora pusilla* Ibr., *Schulzospora campyloptera* (Waltz) H.S.M., *Trilobozonotrites incisotrilobus* Naum. ex Isch., *Auroraspora rugosiuscula* (Kedo) Byvsch., *Lophotrites parvivivucus* (Waltz) Kedo, свидетельствующие о тульском возрасте отложений.

Верхняя часть горизонта (инт. 2421 - 2430 м) представлена известняками с прослоями доломитов. Определены фораминиферы: *Earlandia vulgaris* Raus. et Reitl., *Archaeodiscus moelleri* Raus., *Endothya prisca* Raus. et Reitl., *Globoendothya globulus* Eichw., *G. ishimica* Raus., *Eostaffella proikensis* Raus., *Endothya similis* Raus. et Reitl., *Omphalotis omphalota* Raus. et Reitl.

Проведенные исследования показали, что в опорном разрезе мелководношельфовых пограничных отложений девонской и каменноугольной систем скв. I Нарьян-Мар наблюдается последовательность биостратиграфических подразделений, во многом сходная с установленной в депрессионных карбонатно-терригенных толщах Верхнепечорской впадины на юге провинции (Дуркина, Авхимович, 1988).

Палинозона *Comispora varicomata*, характеризующая нижнюю часть устьепечорского горизонта верхнего фамена выделена в обеих сравниваемых регионах. Фораминиферовой лоне – слоям с редкими *Septatourmayella rauserae*, *Septaglomospiranella primaeva*, *Quasiendothya communis* F. minima (верхняя часть устьепечорского горизонта) – в Верхнепечорской впадине отвечает зона *Septaglomospiranella primaeva*, *Quasiendothya bella*, *Q. communis evoluta*. Лоне – слоям с частыми *Septatourmayella rauserae*, *Quasiendothya communis*, которые выделены в нижней части зеленецкого горизонта скважины Нарьян-Мар I, в разрезах Верхнепечорской впадины соответствует одновозрастная фораминиферовая лона *Quasiendothya communis venusta*. Вышележащие отложения зеленецкого и нижней части нюмылгского горизонтов как на северо-западе региона (скв. I Нарьян-Мар), так и на юго-востоке в пределах Верхнепечорской впадины относятся к фораминиферовым лонам *Quasiendothya regularis* и *Quasiendothya eokobeitusana* и палинозонам *Retispora lepidophyta typica* и *R. lepidophyta tenera*. В отличие от Верхнепечорской впадины, на севере Тимано-Печорской провинции не установлена лона *Quasiendothya kobeitusana*, охватывающая верхнюю половину нюмылгского горизонта. Возраст этой части разреза определяется по спорам. В разрезе скв. I Нарьян-Мар интервал лоны *Quasiendothya dentata*, *Q. kobeitusana* (самые верхи нюмылгского горизонта) и *Septatourmayella njumylga*, *S. potensa* (сотчемшорский горизонт), установленным в более полных разрезах Верхнепечорской впадины, соответствует стратиграфический перерыв. В турнейских отложениях опорной скважины, как и в разрезах Верхнепечорской впадины, выделяются палинозоны *Tumulispora malevkensis* и *Apiculiretusispora septalia*, характеризующие малевский и черепетский горизонты.

По материалам опорной скв. I Нарьян-Мар и разрезам Верхнепечорской впадины (Дуркина, 1959, 1972, 1975, 1984, 1988; Дуркина, Авхимович, 1988) наивысшего развития квазиэндоцитриты и септатурнейеллы достигают в интервале разреза от основания слоев с частыми *Septatourmayella rauserae*, *Quasiendothya communis* до кровли зоны *Q. dentata*, *Q. kobeitusana grandis*, т.е. джеболский надгоризонт. По спорам этот интервал отвечает появлению и расцвету *Retispora lepidophyta*. Определение объема и границ джеболского надгоризонта имеет большое значение для решения од-

ного из самых сложных вопросов стратиграфии – проведения границы девонской и каменноугольной систем на территории Тимано-Печорского региона.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Авхимович В.И.* Споры пограничных отложений девона и карбона Восточно-Европейской платформы // Опорные разрезы и корреляции границы девона и карбона Евразии. Магадан: СВКНИИ, 1986. С. 125 - 146.

*Дуркина А.В.* Граница девона и карбона в Тимано-Печорском крае // Стратиграфия нижней части нижнего карбона Волго-Уральской области Русской платформы. Тр. ВНИГРИ. М., 1959. Вып. 14. С. 200 - 215.

*Дуркина А.В.* К систематике и филогении квазиэндогир // Геология и нефтегазоносность северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар: Коми книжное издательство, 1972. Вып. 2. С. 119 - 124.

*Дуркина А.В.* Разрез нижнекаменноугольных отложений скв. I Нарьян-Мар // Геология и полезные ископаемые Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар: Коми книжное издательство, 1975. Вып. 3. С. 65 - 70.

*Дуркина А.В.* Фораминиферы пограничных отложений девона и карбона Тимано-Печорской провинции. Л.: Недра, 1984. 139 с.

*Дуркина А.В.* Стратиграфия джеболских отложений Тимано-Печорской провинции // Стратиграфия и литология нефтеносных отложений Тимано-Печорской провинции: Сб. науч. тр. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 97 - 107.

*Дуркина А.В., Авхимович В.И.* Опорные разрезы пограничных отложений девона и карбона на территории Тимано-Печорской провинции // Граница девона и карбона на территории СССР. Минск: Наука и техника, 1988. С. 87 - 107.

*Кушнарёва Т.И.* Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции. М.: Недра, 1977. 135 с.

*Кушнарёва Т.И., Раскатова Л.Г., Юдина Ю.А.* Устьпечорская свита фаменского яруса // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции: Сб. науч. тр. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 87 - 97.

*Чиждова В.А.* Остракоды пограничных слоев девона и карбона Русской платформы. М.: Недра, 1967. 216 с.



Эволюция биосферы

УДК 551.736.1+551.8 (235.211)

## БИОСТРАТИГРАФИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ РАННЕЙ ПЕРМИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА

© 1994 г. Т. А. Грунт, В. П. Новиков

Палеонтологический институт РАН, 117321 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия  
 Геологический институт АН Таджикистана, 734000 Душанбе, пр. Айни, 267, Таджикистан  
 Поступила в редакцию 24.03.93 г.

Описаны разрезы ташказыкской свиты нижней перми Юго-Восточного Памира; проанализированы фаунистические комплексы брахиопод, аммонойд и других групп морских беспозвоночных. Проведена детальная корреляция с разрезами сопредельных территорий. Сделаны выводы о биогеографической принадлежности ЮВ Памира к пери-гондванским окраинам Палеотетиса.

В пределах Мургаб-Аксу́йской структурно-фациальной зоны Юго-Восточного Памира пермские отложения широко распространены и отчетливо подразделяются на две части. Нижняя – базардаринская серия, представленная преимущественно терригенными породами, слагает основную часть верхнепалеозойского разреза; ее мощность достигает 2000 м, однако базальные горизонты неизвестны. В составе базардаринской серии выделяются урузбулакская и ташказыкская свиты. Нижняя – урузбулакская свита, слагается полевошпатово-кварцевыми и граувакковыми песчаниками, а также алевролитами. Верхняя – ташказыкская – представлена обломочно-глинистыми породами смешанного состава: она характеризуется флишоидным строением. Граница свит, по представлениям В.П. Новикова (1976, 1979), совпадает с региональной поверхностью размыва, к которой приурочены валунно-глыбовые продукты разрушения и оползания как синхронных, так и более древних образований.

На площади распространения базардаринских отложений, ввиду различных структурно-фациальных условий их формирования, выделяется три основных типа разреза (Новиков, 1979). Северо-аличурский и карабелесский типы распространены в западной, северной (исключая окрестности г. Мургаба) и в восточной частях региона. Эти разрезы характеризуются значительными мощностями, причем мощность ташказыкской свиты составляет 700 - 980 м. Сокращенные и неполные разрезы третьего – кастанатджилгинского типа – приурочены к конседиментационному поднятию, располагавшемуся в центральной и юго-восточной

частях территории (рис. 1). Урузбулакская свита в разрезах этого типа развита незначительно (возможно это является результатом плохой обнаженности). Особенностью ташказыкской свиты здесь, кроме сокращенных мощностей (300 - 500 м), является преобладание в ее составе тонкообломочных и глинистых пород, их повышенная известковистая составляющая, а также обилие разнообразных органических остатков.

### СТРАТИГРАФИЯ ТАШКАЗЫКСКОЙ СВИТЫ

Наиболее полный разрез базардаринской серии кастанатджилгинского типа описан В.П. Новиковым в верхних правых притоках долины р. Кастанат-Джилга, а также на южных склонах расположенной поблизости высоты 4782.4 (рис. 2).

#### Урузбулакская свита

1. Черные оскольчатые аргиллиты с прослоями темно-серых комковатых глинистых алевролитов, иногда известковистых. В обеих разностях содержится примесь чешуек белой слюды. Видимая мощность около 100 м.

2. Серые разнозернистые граувакковые песчаники с кальцитовым цементом, содержащие неопределимые остатки брахиопод, криноидей, мшанок, а также растительный детрит. Мощность около 10 м. Выше, в переслаивании с черными аргиллитами, отмечаются сходные, но уже коричнево-серые, неотчетливо слоистые песчаники и песчаные известняки, переполненные разбросанными створками двустворчатых моллюсков.

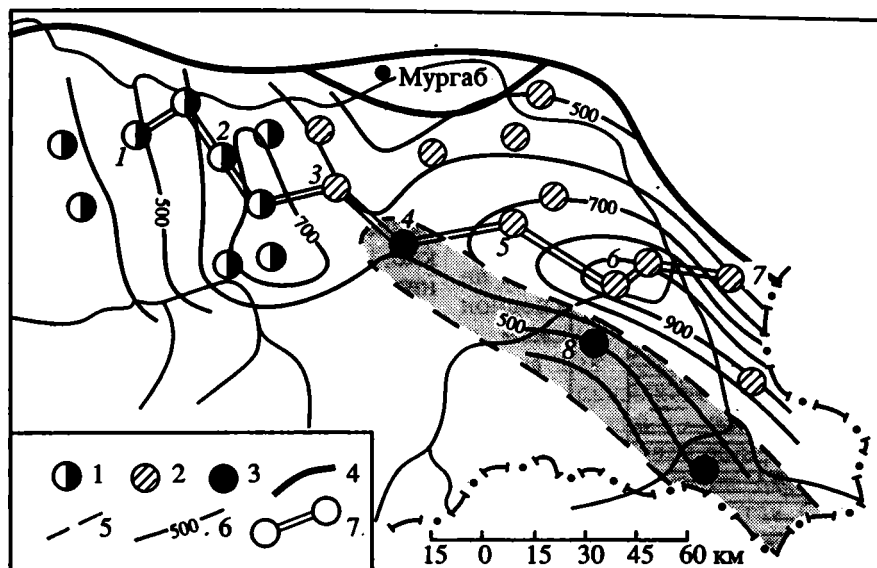


Рис. 1. Схема расположения разрезов базардаринской серии на территории Мургаб-Аксайской структурно-фациальной зоны.

Типы разрезов: 1 – североаличурский, 2 – карабелесский, 3 – кастанатджилгинский; 4 – тектонические границы; 5 – границы конседиментационного поднятия; 6 – изопохиты ташказыкской свиты (в метрах); 7 – линия литологостратиграфического профиля.

Разрезы (цифры на схеме): 1 – Базардара Северная, 2 – Ак-Архар Северный, 3 – Чакобай, 4 – Куртеке, 5 – Зор-Акбура, 6 – Суль-Истык, 7 – Дункельдык, 8 – Кастанат-Джилга.

*Oriocrassatella aff. stokesi* Etheridge<sup>1</sup>, ориентированными различным образом. Мощность 21 м.

*Ташказыкская свита*

3. Буровато-серые (до черных) органогенно-детритовые песчаные известняки с галькой кварца и кремнистых пород, содержащих многочисленных двустворок, гастропод, брахиопод, кораллов, криноидей и мшанок. Известняки и ассоциирующие с ними известковистые песчаники образуют невыдержанные по простиранию, часто пережимающиеся и выклинивающиеся прослои мощностью от 0.4 - 0.6 до 20 - 25 м. Здесь же, внутри известковистых аргиллитов обнаруживаются неправильной формы отторженцы и округлые валуны (до 4 - 7 м) близких по составу известняков, включающих остатки аммоноидей *Metarporites* sp. и крупных *Conularia* sp. Установлены также мшанки *Polyporella decora* Gorjunova и *P. visenda* Gorjunova, криноидей *Pamirocrinus pamiricus* Stukalina, двустворки *Pseudomyalina* sp. и брахиоподы *Permochonetes pamiricus* Afanasjeva; *Kitakamithyris petaliformis* Pavlova; *Canocrinella* ex. gr. *farleyensis* (Etheridge et Dun); *Notospirifer* sp. nov.; *Punctocyrta* sp. nov.; *Neospirifer* ex. gr. *joharensis* Diener. Мощность 40 - 60 м. Все породы слоя име-

ют одинаковый петрографический состав и в какой-то степени генетически связаны с подстилающими граувакковыми песчаниками урузбулакской свиты. В обломочной массе преобладают зерна кварца, полевых шпатов, разложившихся эффузивных пород и вулканического стекла. Обычной примесью к кальциту карбонатных пород и цементу песчаников является доломит (до 25%). Сложное строение слоя, наличие в его составе валунов и глыб, а также изменчивая мощность свидетельствуют о внутриформационном размыве отложений.

4. Частое флишеподобное переслаивание коричневатых глинистых песчаников, алевролитов и черных листоватых аргиллитов. Глинистая составляющая представлена железистым хлоритом и гидрослюдой. В подошве песчаников наблюдаются следы ползания илоедов и механоглифы. Мощность 9 - 10 м.

5. Черные аргиллиты с прослоями желтовато-серых известковистых аргиллитов и линзами известняков. Близ кровли встречаются коричневатые-серые известково-глинистые песчаники с мелкими двустворками и гастроподами плохой сохранности. Мощность 25 - 30 м.

6. Незакономерно чередующиеся аргиллиты с буровато-черными глинистыми алевролитами. Содержатся редкие, непротяженные прослои существенно глинистых известняков с овальными стяжениями известковистых алевролитов. Присутствует органический детрит, остатки криноидей

<sup>1</sup> Определения брахиопод выполнены Т.А. Грунт (ПИН РАН); двустворок – Л.В. Кушнарь (ЛГУ); аммоноидей – М.В. Богословской (ПИН РАН); криноидей – Г.А. Стукалиной (ВСЕГЕИ); мшанок – Р.В. Горюновой (ПИН РАН); кораллов – Т.Г. Ильиной (ПИН РАН).

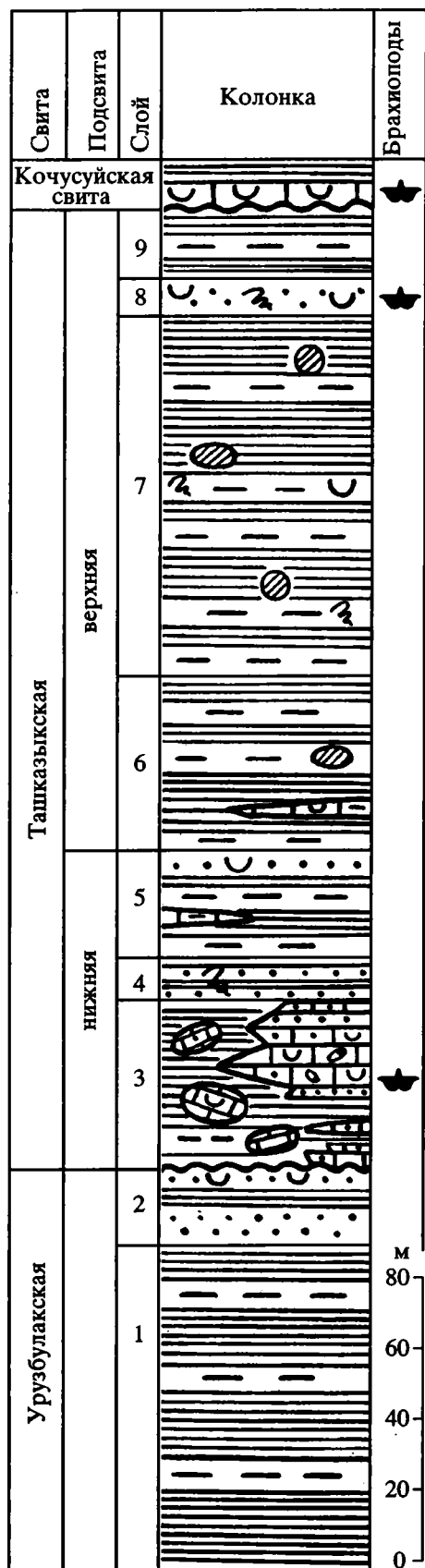


Рис. 2. Разрез базардаринской серии в долине р. Каштанат-Джилга.

и мшанок *Polyporella decora* Gorjunova. Мощность 40 - 50 м.

7. Буровато-черные алевролитистые аргиллиты и такой же окраски известково-глинистые алевролиты; изредка встречаются глинистые известняки. В последних наблюдаются петлевидные следы ползания илоедов и неопределимый органический детрит. В аргиллитах отмечаются мелкие, округлой формы конкреции кремнисто-глинисто-карбонатного состава. Мощность 80 - 125 м.

8. Коричневато-серые глинисто-известковистые (карбонатов до 40%) песчаники с немногочисленными следами жизнедеятельности (в том числе типа *Chondrites*), остатками криноидей, мшанок *Ramoporida asiatica* Gorjunova, *Fenestella pamirensis* Gorjunova, *Pamirella nitida* Gorjunova и брахиопод *Taeniothaerus rusticus* Grunt, *Reticulatia pamirica* Grunt, *Canocrinella altissima* King, "*Gerassimovia*"<sup>2</sup> *bactriana* Grunt, *Neospirifer joharensis* Diener, *Kitakamithyris petaliformis* Pavlova, *Tiramnia uralica* (Tschernyschew), *Cleiothyridina ailakensis* (Reed). Мощность 5 - 9.5 м.

9. Черные, с поверхности желтовато-коричневые аргиллиты, включающие прослои песчано-глинистых алевролитов. Близ кровли слоя наблюдается заметное ожелезнение пород, связанное, вероятно, с корой выветривания. Ее признаки фиксируются в кровле ташказыкской свиты в большинстве разрезов как каштанатджилгинского, так и карабелесского типов. Мощность более 20 м.

Выше, на разрушенной и разрыхленной поверхности отложений базардаринской серии почти повсеместно залегает базальный пласт известняков, содержащих многочисленных брахиопод и амmonoидей кзылджилгинского горизонта, принадлежащего болорскому ярусу (Объяснительная записка..., 1989).

Еще один разрез каштанатджилгинского типа располагается в долине р. Куртеке. Здесь обнажается лишь верхняя часть ташказыкской свиты. Наряду с остатками криноидей, двустворок, растительного детрита и кораллов *Pleurophyllum australe* Hinde в прослоях глинистых и песчаных известняков, располагающихся в кровле ташказыкской свиты, встречаются мшанки *Ramiporida asiatica* Gorjunova, *Dyscritella vulgata* Gorjunova, *Fenestella pamirensis* Gorjunova и многочисленные брахиоподы *Wardakia grandis* (Waagen)<sup>3</sup>, *W. diversa* (Reed)<sup>3</sup>, *Taeniothaerus rusticus* Grunt, *Reticulatia pamirica* Grunt, *Canocrinella altissima* King, "*Gerassimovia*"

<sup>2</sup> Т.А. Грунт (Грунт, Дмитриев, 1973) в составе ташказыкского комплекса был ошибочно указан род *Gerassimovia*. Свообразные крупные ринхонеллиды, ранее отнесенные к этому таксону, должны быть описаны в качестве самостоятельного эндемичного рода.

<sup>3</sup> Ж. Терье и др. (Termier et al., 1974) выделили из состава рода *Derbyia* самостоятельный род *Wardakia* и отнесли к нему *D. grandis* Waagen. Близкий вид *D. diversa* Reed, видимо, также принадлежит к этому роду.



*bastriana* Grunt, *Punctocytella spinosa* Plodowski, *Neospirifer joharensis* (Diener), *Cleiothyridina ailakensis* (Reed).

Основой для корреляции ташказыкской свиты служит характерное строение разреза р. Кастанат-Джилга (рис. 2), выраженное в присутствии над валунно-глыбовой пачкой (сл. 3) пакета ритмичного переслаивания песчаников и аргиллитов (сл. 4) и залегающих выше преимущественно глинистых отложений (сл. 5), отвечающих соответственно флишовой и надфлишовой пачкам свиты. Названные слои образуют нижнеташказыкскую подсвиту, а вышележащая аргиллитово-алевролитовая часть разреза (сл. 6 - 9), содержащая известковистые стяжения, конкреции и специфические следы жизнедеятельности, составляет верхнюю подсвиту. При несомненном общем сходстве разрезов в составе валунно-глыбовой пачки наблюдаются довольно заметные фациальные изменения. Так, в разрезах кастанат-джилгинского типа доминируют фрагменты известняков, в то время как обычные для других районов валуны кварцитов, граувакковых песчаников и прочих обломочных пород здесь отсутствуют. Кроме того, преобладающая часть известковистых образований в разрезе Кастанат-Джилги, по-видимому, находится в первичном залегании и не подвержена значительным перемещениям.

Наиболее древние фаунистические находки, принадлежащие базардинской серии, были установлены в верхней части урузбулакской свиты, откуда указываются *Glyphyrites* sp. (Дмитриев, 1976; Леонова, Дмитриев, 1989), вследствие чего урузбулакская свита в настоящее время условно может быть отнесена к карбону в неустановленном объеме (Объяснительная записка..., 1989).

#### ФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОЗРАСТ ТАШКАЗЫКСКОЙ СВИТЫ

Фаунистическая характеристика ташказыкской свиты довольно обширна. На протяжении последних тридцати лет сборы органических остатков проводились здесь различными исследователями (Б.М. Гуцин, Т.А. Грунт, В.Ю. Дмитриев, Э.Я. Левен, В.М. Дронов, Т.Б. Леонова, В.П. Новиков). Палеонтологические сборы были также получены в результате геолого-съёмочных работ, проходивших здесь в шестидесятые годы. Вопрос о возрасте ташказыкской свиты рассматривался неоднократно (Горюнова, 1975; Грунт, Дмитриев, 1973; Гуцин, 1966, 1969; Дмитриев, 1976; Леонова, Дмитриев, 1989; Новиков, 1976, 1977, 1979; Руженцев, 1978). Однако единого мнения до сих пор не сформировано. Сейчас очевидно, что представления о ее визе-наюрской датировке (Гуцин, 1966) не подтверждаются. Возраст ташказыкской свиты достаточно уверенно определяется по наличию обширного комплекса амmonoидей, обнаружен-

ного Т.А. Грунт и В.Ю. Дмитриевым (Дмитриев, 1976) близ устья Шор-Булак-Сая. Этот комплекс был детально описан В.Е. Руженцевым (1978). Анализ систематического состава и уровня эволюционного развития изученных амmonoидей, хотя и обладающих высокой степенью эндемизма, по заключению автора, свидетельствует о поздне-ассельском возрасте вмещающих отложений. Стратиграфическое положение этого комплекса на основании сопоставления с комплексом амmonoидей из обнажения по левому борту долины Аксу, между р. Суль-Истык и р. Кур-Истык, определяется как прикровлевое, вблизи верхней границы ташказыкской свиты (Леонова, Дмитриев, 1989). Близкий по систематическому составу комплекс амmonoидей обнаружен в отложениях верхней части формации Мапин провинции Гуанси (Guangxi) Южного Китая. Совместно с этим комплексом встречены фузулиниды, принадлежащие родам *Pseudoendothyr*a, *Schwagerina*, *Pseudoschwagerina*, *Rugosofusulina*, *triticites*, также указывающие на возможную принадлежность к ассельскому ярусу, но не исключают и сакмарского возраста вмещающих отложений (Zhou Zu-ren, 1987).

В то же время мшанки, описанные Р.В. Горюновой (1975), свидетельствуют об артинском возрасте ташказыкской свиты. Присутствие двустворок *Oriocrassatella* aff. *stokesi* Etheridge в кровле урузбулакской свиты и *Megadesmus globosus* Sowerby в валунно-глыбовой пачке, стратиграфическое распространение которых ограничивается сакмарским и артинским ярусами, подтверждает этот вывод. Брахиоподы наиболее часто встречаются в разрезах ташказыкской свиты кастанат-джилгинского типа. Они происходят с двух стратиграфических уровней. С верхнего уровня, приуроченного к кровле ташказыкской свиты, они были описаны из трех местонахождений: Кастанат-Джилга, Куртеке и Чакобай (Грунт, Дмитриев, 1973). Брахиоподы основания ташказыкской свиты обнаружены, кроме Кастанат-Джилги, в местонахождениях р. Южный Ак-Архар, р. Зор-Акбура, в долинах рек Музду-Булак, Западный Игримюз Карабелес, Суль-Истык и Кур-Истык. Они собраны преимущественно из валунно-глыбовой пачки (рис. 3). Отсюда могут быть указаны следующие формы: *Wardakia* sp.; *Permochonetes pamiricus* Afanasjeva; *Canocrinella* ex. gr. *farleyensis* (Etheridge et Dun); "*Gerassimovia*" ex. gr. *bactriana* Grunt; *Neospirifer* ex. gr. *joharensis* (Diener); *Punctocurtella* sp. nov.; *Notospirifer* sp. nov.; *Kitakamithyris petaliformis* Pavlova; *Tirannia uralica* (Tschernyschew); *Cleiothyridina* sp. Фрагментарные остатки брахиопод встречаются практически по всему разрезу, но, как правило, имеют неудовлетворительную сохранность. Систематический состав верхнеташказыкского комплекса представляется следующим образом: *Wardakia grandis* (Waagen); *W. diversa* (Reed); *Permochonetes pamiricus* Afanasjeva; *Taeniothaerus rusticus* Grunt; *Reticulatia pamirica*

Grunt; *Cancrinella altissima* King; “*Gerassimovia*” *bactriana* Grunt; *Neospirifer joharensis* (Diener); *Punctocyrtella spinosa* Plodowski; *Kitakamithyris petaliformis* Pavlova; *Tiramnia uralica* (Tschernyschew); *Cleiothyridina ailokensis* (Reed). Хотя неудовлетворительная сохранность нижнеташказыкских брахиопод позволила определить ряд форм только в открытой номенклатуре, сравнительный анализ списочного состава двух названных комплексов показывает, что систематически они чрезвычайно близки между собой, особенно в родовом отношении.

Общими являются: *Permochonetes*, *Cancrinella*, “*Gerassimovia*”, *Neospirifer*, *Punctocyrtella*, *Kitakamithyris*, *Cleiothyridina*. В нижнеташказыкском комплексе по сравнению с верхним отсутствуют *Taeniothaerus* и *Reticulatia*, а в верхнеташказыкском неизвестен лишь род *Notospirifer*. Что касается видового состава, то общими являются: *Permochonetes pamiricus* Afanasjeva; “*Gerassimovia*” *bactriana* Grunt; *Kitakamithyris petaliformis* Pavlova; *Neospirifer joharensis* (Diener). Таким образом, фактически речь идет о едином комплексе, видимо, отвечающем единому стратиграфическому уровню. Анализ стратиграфического распространения брахиопод верхнеташказыкского комплекса привел Т.А. Грунт (1973) к выводу о сакмарско-раннеартинском возрасте вмещающих отложений. Его верхний возрастной предел ограничивается вышележащим бозтеринским комплексом аммоноидей, относившимся ранее к верхнеартинскому подъярсу (Объяснительная записка..., 1980). Т.Б. Леоновой и В.Ю. Дмитриевым (1989) его возраст рассматривается как кунгурский, поэтому верхняя возрастная граница ташказыкской свиты в принципе может быть повышена до кровли артинского яруса, что не противоречит данным по брахиоподам и мшанкам, но не совпадает с выводами по аммоидеям

шорбулакского комплекса, занимающего, по представлениям В.Ю. Дмитриева (1976), стратиграфическое положение между нижне- и верхнеташказыкским брахиоподовыми комплексами.

По имеющимся в настоящее время данным ташказыкский комплекс брахиопод в общей сложности содержит 15 видов, принадлежащих 12 родам. Из них два рода (*Permochonetes* и “*Gerassimovia*”), а также 7 видов являются эндемиками раннепермских бассейнов Юго-Восточного Памира, вследствие чего существенной роли для определения стратиграфического положения комплекса не играют. Шесть родов (*Reticulatia*, *Cancrinella*, *Neospirifer*, *Kitakamithyris*, *Tiramnia*, *Cleiothyridina*) являются широко распространенными как географически, так и стратиграфически. Из остальных пяти род *Taeniothaerus* встречается в отложениях зоны *Taeniothaerus-Buxtonia-Polypora* (слои Нагмарг (Nagmarg) Агломератовая серия) Кашмира, в формации Амб (нижний продуктовый известняк) Соляного кряжа, в верхне-сакмарских отложениях области Вардак Центрального Афганистана, в формации Лузаба (Lusaba) Восточной Аравии, а также в нижнепермских отложениях Австралии и Тасмании. В штате Западная Австралия это верхняя часть (Hardman member) формации Ливеринга (Liveringa), слой Карнарвон (Carnarvon) нижней части формации Вандагее (Wandagee) и формации Fossil Cliff; в штате Квинсленд – слой Яррол (Jarrol Beds) формации Каттл Крик (Cattle Creek), а также слой Хомвал (Homevale Beds). Эндемичный вид рода *Taeniothaerus* описан недавно и Н. Арчболдом (Archbold, 1991) из более точно не датированных позднесакмарско(стерлитамакских) - раннеартинских (актастинских) отложений провинции Ириан-Джая (западная часть Новой Гвинеи). Автор подчеркивает, что фауна происходит из самых древних

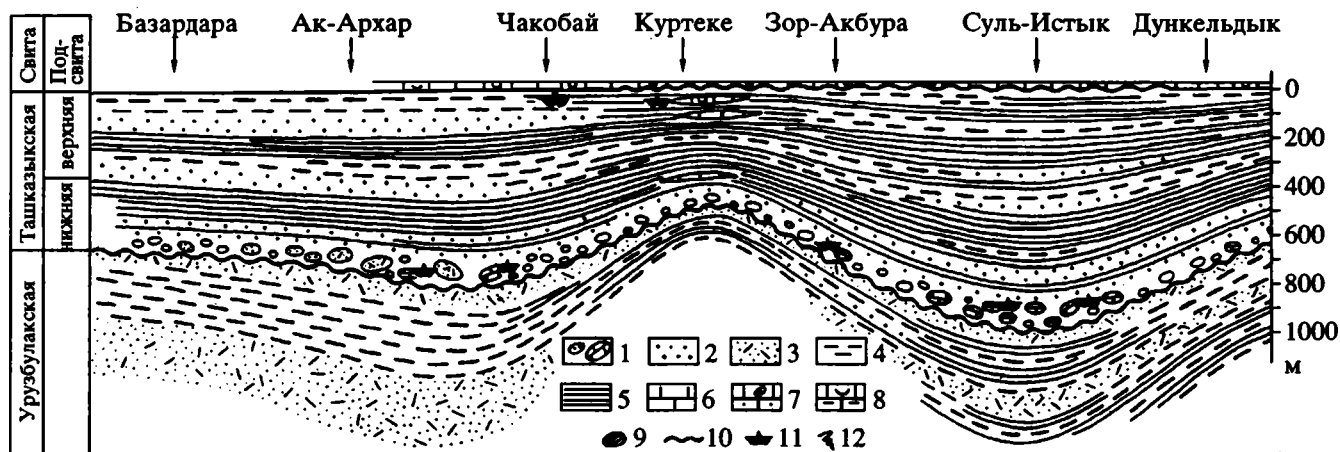


Рис. 3. Литолого-стратиграфический профиль отложений базардаринской серии.

1 – валуны и глыбы; 2 – песчаники; 3 – песчаники граувакковые; 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – известняки; 7 – известняки песчаные с галькой кварцево-кремнистых пород; 8 – известняки органогенно-обломочные и глинистые; 9 – конкреции; 10 – несогласное залегание слоев; 11 – местонахождение брахиопод; 12 – следы жизнедеятельности.

пермских отложений, известных на этой территории. Они хорошо коррелируются с отложениями формации Айдуна (*Aiduna Formation*) и серией Айфам (*Aifam Group*), а также с аггломератовыми слоями Кашмира, располагающимися в том же стратиграфическом интервале. Предположительно *Taeniothaerus* указывается и из пачки Д формации Джейруд (*Geirud*) Северного Ирана.

Род *Punctosyrtrilla* описан из формации Лузаба Юго-Восточной Аравии, слоев Нагмарг Кашмира и сакмарских отложений Центрального Афганистана. Автор рода Г. Плодовский предполагает его присутствие и в нижнепермских отложениях Австралии.

Род *Notospirifer* широко распространен в пермских отложениях штата Квинсленд (Восточная Австралия), начиная со слоев Номевале до зоны *Streptorhynchus* (т.е. с отложений сакмарского до предположительно казанского яруса). В Новой Зеландии этот род встречается в формации Летэм (*Letham*) и группы *Productus Creek*, сопоставляемой с кунгурско-уфимскими отложениями. Кроме того, *Notospirifer* предположительно указывается из эвридесмово-конуляриевых слоев группы Нилаван Соляного кряжа. Близкие формы описаны Ж. Термье и др. (*Terrier et al.*, 1974) как *Tomioopsis* из сакмарских отложений области Вардак. Род *Wardakia* известен из верхнесакмарских отложений Центрального Афганистана, формации Амб (*Amb*) Соляного кряжа, формации Базлео (*Basleo*) Тимора.

Анализ видового состава ташказыкского комплекса показывает, что из 15 видов, входящих в его состав, лишь 8 не являются эндемиками, причем часть из них имеет широкое распространение. Так, *S. altissima* известна из верхнего карбона и нижней перми Техаса; *T. uralica* происходит из ассельских отложений Урала. В то же время четыре вида отчетливо тяготеют к пермским бассейнам Перигондваны. Например, *W. grandis* описана из верхнесакмарских отложений Центрального Афганистана, формации Амб Соляного кряжа, формации Базлео Тимора; *W. diversa* происходит из верхней перми (формации Амб и Варгал) Соляного кряжа; *N. joharensis* – из продуктовых сланцев Кумаона, датируемых джюльфинским или даже дорашамским ярусом верхней перми; *Cl. ailakensis* – из сопредельных с Юго-Восточным Памиром нижнепермских отложений Читрала. Существенную роль для понимания палеогеографической и биогеографической обстановки играет наличие в комплексе видов *P. spinosa* и *S. ex gr. farleyensis*. Первый происходит из слоев Нагмарг Кашмира. В качестве *Licharewia spinosa* он описан и из верхнесакмарских отложений разреза Вардак. Вторая форма распространена в отложениях группы Такитими (*Takitimi*) Новой Зеландии, соответствующей сакмарско-артинским отложениям, а также в нижней части *Productus Creek Group*, отвечающей уже кунгурско-уфим-

ским отложениям. Характерным для Новозеландских бассейнов является близкий вид *S. magnipliata* (*Campbell*).

Таким образом, на основании анализа географического и стратиграфического распространения элементов, слагающих ташказыкский комплекс, можно прийти к выводу, что он имеет отчетливо выраженные черты общности с раннепермскими фаунами Австралийско-Новозеландского региона, Центрального Афганистана, Кашмира, Пакистана, Аравийского полуострова и в меньшей степени Ирана. Корреляция ташказыкской свиты с сопредельными разрезами может опираться на следующие факты. Наиболее ранние находки родов *Taeniothaerus*, *Notospirifer* и крупных *Canocrinella* (типа *S. farleyensis* и *S. gigantea*) в Австралийских и Новозеландских разрезах известны в отложениях сакмарского яруса. Датировки основываются на присутствии нижнесакмарских (тастубских) аммоноидей *Juresanites jacksoni* (*Etheridge*) в сланцах *Holmwood* и наличии *Metalegoceras clarkii* (*Miller*) в вышележащих слоях Нура-Нура (*Nura-Nura*) и в формации Калитара Западной Австралии. Эти формы близки к *M. australe* (*Smith*) из формации Битауни Тимора и *M. hudsoni* *Miller*, *Furnish* из формации Хауши Аравийского полуострова, что свидетельствует о принадлежности вмещающих отложений уже к верхнесакмарским (стерлитамакским) отложениям (*Glenister et al.*, 1973). Развитые брахиоподовые комплексы, содержащие *Taeniothaerius*, *Notospirifer*, близких к ним разнообразных *Ingelarella*, а также крупных *Canocrinella*, характерны в Австралии и Новой Зеландии уже для вышележащих артинских отложений и могут встречаться вплоть до верхней перми.

В разрезах Кашмира (*Dickins*, 1985) близкий к ташказыкскому брахиоподовый комплекс известен из отложений зоны *Taeniothaerus-Buxtonia-Polyroga*, принадлежащей слоям Нагмарг (*Nagmarg*), входящим, в свою очередь, в состав Аггломератовой серии. Отсюда указываются: *Wardakia* sp., *Buxtonia kashmiricus* (*Reed*), *B. scabriculus* (*Davidson*), *Taeniothaerus permixtus* (*Reed*), *T. brenensis* (*Reed*), *Fusispirifer plicatus* *Waterhouse*. Слои Нагмарг, по представлениям К. Накамуры и Г. Капура (*Nakamura*, *Karoor*, 1977), соответствуют верхней части регионаруса В (*B<sub>2</sub>*) Западной Австралии, соответствующей стерлитамакскому горизонту.

В Юго-Восточной Аравии сходные брахиоподовые комплексы приурочены к отложениям формации Лузаба, располагающейся, по-видимому, на уровне металегоцерасовых слоев формации Хауши (*Hudson*, *Sudbury*, 1959). На Индостанском полуострове самые древние хорошо выраженные морские постгляциальные отложения, охарактеризованные бедными брахиоподовыми комплексами, относятся к слоям Умариа (*Umaria*). Они сопоставляются с фацией Лайонс (*Lyons*) ассельского яруса (региоюрус А) Западной Австралии или с нижней частью формации

Калитара, принадлежащей тастубскому горизонту (подъярус В<sub>1</sub>). В вышележащих слоях Badhaura (Rangit) выделяются два фаунистических уровня. Нижний охарактеризован многочисленными гастроподами и двустворками типа *Otiocrassatella*. Он сопоставляется с подъярусом В<sub>1</sub> Западной Австралии. Верхний фаунистический уровень охарактеризован многочисленными брахиоподами, близкими по систематическому составу к ташказыкскому комплексу, сопоставляется с подъярусом В<sub>2</sub> или даже ярусом С Западной Австралии (Dickins, Shah, 1977); регионарус С соответствует уже артинскому ярусу Европейской шкалы. В разрезе Вардак Центрального Афганистана группой авторов (Termier *et al.*, 1974) был детально описан разрез, представленный мощной (до 400 м) сланцево-песчанистой толщей с многочисленными фаунистическими остатками. Из верхнесакмарских отложений этого разреза указываются представители таких родов брахиопод, как *Wardakia*, *Taeniothaeus*, а также ряд видов, свидетельствующих о близости к ташказыкскому брахиоподовому комплексу. В разрезах Соляном кряжа (Пакистан) род *Notospirifer* известен из эвридесомо-конуляриевых слоев, принадлежащих группе Нилаван предположительно сакмарского возраста. Как и на ЮВ Памире, в Соляном кряже представители рода *Notospirifer* ассоциируют с конуляриями и эвридесомоподобными двустворками (? *Otiocrassatella*). Отложения группы Нилаван располагаются в основании широко известных в литературе отложений группы Залух ("продуктусовые известняки") и интерпретируются как тиллитовые фации, постепенно переходящие в морские песчаники (Kummel, Teichert, 1970). Таким образом, сравнение с разрезами, содержащими близкие брахиоподовые комплексы, а также данные по аммоноидеям могут свидетельствовать о том, что территория ЮВ Памира на протяжении ранней перми располагалась в пределах Перигондваны, а ташказыкский брахиоподовый комплекс должен рассматриваться как раннепермский, но не более древний, чем сакмарский, и не более молодой, чем артинский.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ ПЕРИГОНДВАНЫ В РАННЕЙ ПЕРМИ

Особенности южнопамирских фаунистических комплексов и сопровождающая их литолого-стратиграфическая характеристика позволяют проводить палеогеографические и биогеографические интерпретации лишь в рамках мобилистской концепции. В соответствии с этими представлениями Палеотетис пермского периода являлся обширным морским бассейном (рис. 4), располагавшимся между группой континентов Лавразии на севере и Гондваны на юге. На западе бассейн замыкался в районе Туниса и Апеннинского полуострова, что обусловило его палеогеографическую и биогео-

графическую изоляцию от низкоширотного Северо-Американского бассейна. Связь между ними была опосредованной и могла осуществляться лишь через обширный океан Палеоокеана на востоке. В восточной части Палеотетиса располагались несколько микроконтинентов: в новейшей реконструкции Скоттиза и МакКерроу (Scotese, McKerrow, 1990) их три: Северокитайский, объединяющий Северокитайско-Корейскую и Таримскую плиты, Южнокитайский (платформа Янцзы) и Индокитайский. Все они приурочены преимущественно к приэкваториальной зоне, протягиваясь субмеридионально. Лишь Северокитайский блок своим северным окончанием (Таримская плита) простирался, видимо, в область умеренных широт Северного полушария. Скоттиз и МакКерроу рассматривают эти три блока как Катазиатскую группу микроконтинентов. Аравийский, Индостанский и Центрально-Южноафганский блоки формировали собственно гондванское побережье; по его периферии с запада на восток протягивались Турецкий, Иранский и Тибетский микроконтиненты. Крайнее восточное положение занимала Австралийская платформа и располагавшийся в непосредственной близости от нее Синобирманский массив, отчленившийся от Австралийской платформы предположительно в позднем девоне. В конце позднего карбона и, возможно, в самом начале перми многие районы Африканской платформы, восточной части Аравийского полуострова, Индостанской плиты, Синобирманского массива, а также Австралийской платформы были охвачены мощным материковым оледенением, о чем свидетельствуют многочисленные литологические данные. Это подтверждается и особенностями фаунистических комплексов (Dickins, 1983). Следы этого оледенения в виде мощных моренных отложений обнаруживаются в Южной Африке, Антарктиде, Южной Америке, на Аравийском полуострове, в Индии, на Тибете и в Австралии. Широко развитые континентальные покровы датируются по палинологическим и флористическим данным как позднекаменноугольно-ассельские. Активное таяние ледниковых покровов и последовавшее затем эвстатическое поднятие океанического уровня произошло, видимо, практически одновременно по всей Перигондване в раннесакмарское (тастубское) время, о чем свидетельствуют следы единого трансгрессивного цикла, появившиеся повсеместно на этой территории. Первые находки морских беспозвоночных приурочены к слоям, непосредственно перекрывающим гляциальные отложения, что также наблюдается в большинстве рассматриваемых разрезов. Так, в Западной Австралии постгляциальные отложения ассоциируют с морскими фаунами тастубского уровня, о чем говорилось выше. Обращает на себя внимание чрезвычайно своеобразие рассматриваемых брахиоподовых комплексов ранней перми этих районов, развитых в постгляциальных

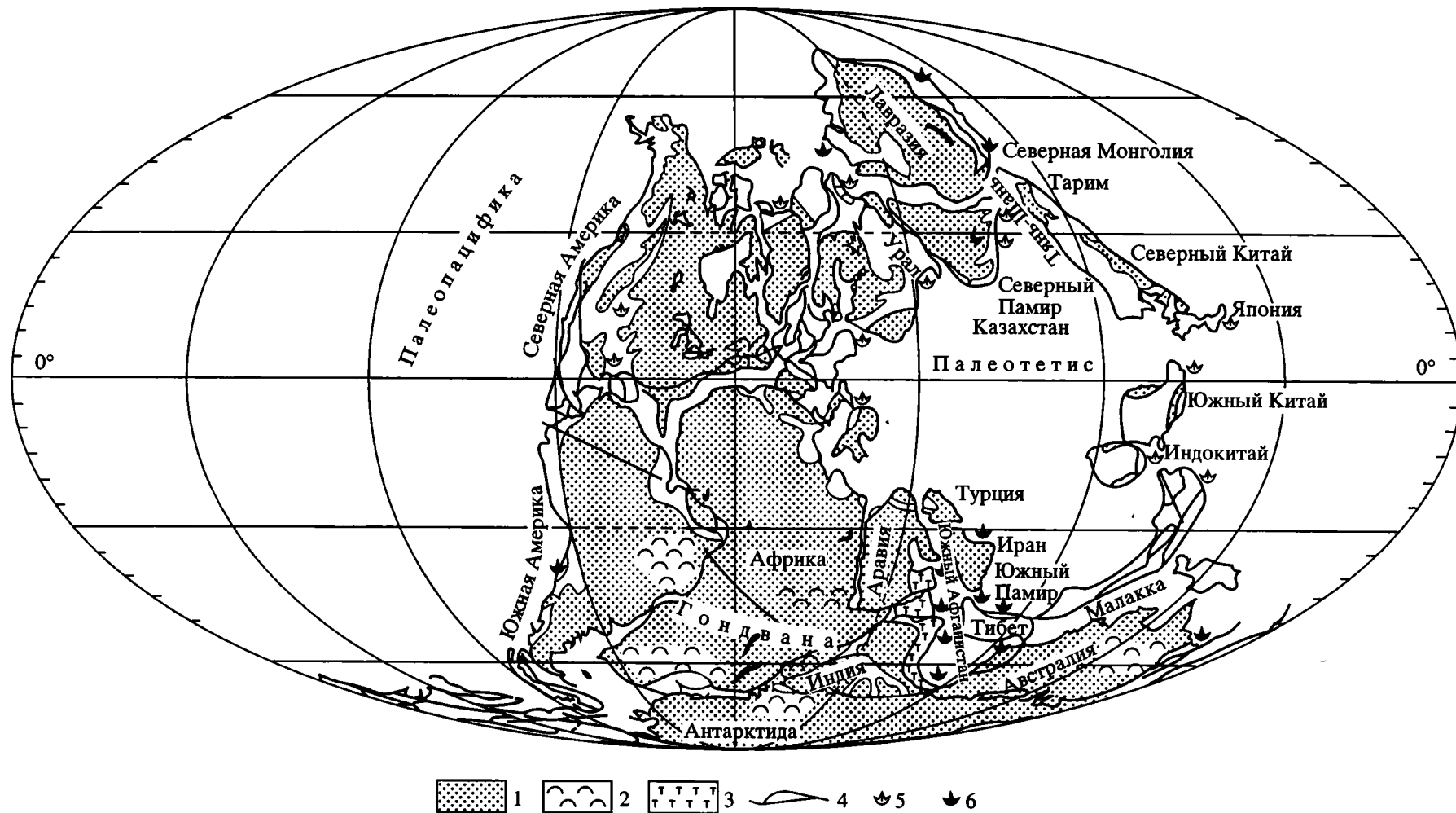


Рис. 4. Схематическая палинспастическая реконструкция для конца карбона - начала перми (по Scotese, McKerrow, 1990).

1 – суша; 2 – основные области материкового оледенения; 3 – районы распространения граувакковых отложений типа “агломератовых сланцев”; 4 – генерализованные границы морских бассейнов в пределах континентальных блоков и микроконтинентов; 5 – тропические, субтропические комплексы брахиопод; 6 – внутритропические (нотальные, бореальные) комплексы брахиопод.

отложениях. Характерные гондванские брахиоподы (*Taeniothaerus*, *Notospirifer*, *Ingelarella*, *Punctocurtella* и др.) совершенно не встречаются в разрезах, приуроченных к северным шельфам Тетиса. Своеобразие брахиоподовых комплексов подтверждается и наблюдениями по другим группам фауны. Так, в разрезах базардаринской серии полностью отсутствуют фузулиниды. Крайне бедны и однообразны они в разрезах Центрального Памира, Гималаев, Каракорума, Пакистана, Южного Афганистана. В то же время довольно широко распространены типично гондванские *Conularia* и двустворки типа *Eurydesma*. Из других двустворчатых моллюсков в составе валунно-глыбовой пачки ташказыкской свиты можно отметить представителей родов *Cleibobis*, *Pseudomyalina*, *Chaenomya*, *Cypricideina*, *Edmondia* и *Streblopteria*, которые, по мнению Л.В. Кушнар, являются типичными представителями биоты раннепермских австралийских бассейнов. Фаунистические особенности находят свое подтверждение при анализе литологического строения ташказыкской свиты. Имеются данные о чрезвычайном сходстве ее, а также всей базардаринской серии с одновозрастными глинисто-обломочными образованиями шельфов Перигондванского побережья Палеотетиса: серией *Сиахкох* Афганистана, группой *Нилаван* Пакистана, формацией *Баракар* Индии и *Хорнац* Каракорума, а также *Агломератовой* серией *Кашмира*, *Непала* и других районов Гималаев (Гансер, 1967). Общими являются повышенные мощности (до 1000 м и более), флишоподный характер переслаивания, преобладание в верхней части разрезов известковистых разностей и переход их в существенно карбонатные породы. На фоне общей монотонности строения обязательными элементами этих толщ являются полимиктовые валунно-конгломератовые (тиллитоподобные) горизонты, а также прослой и линзы песчаных известняков с гондванской фауной. Поразительно близок и состав мелкообломочных отложений, среди которых наиболее показательны грауваккоподобные ("агломератовые") породы, в глинистом матриксе которых отмечаются фрагменты вулканитов, гранитоидов, кварцитов, известняков и угловатые зерна кварца. Перечисленные особенности могут свидетельствовать об однотипном петрофонде областей питания бассейнов седиментации Перигондваны и сходном режиме осадконакопления. Отмечаются резкие различия северного и южного побережий Палеотетиса и по типам осадконакопления и вулканизма. Так, если в нижнепермских разрезах дарвазского типа существенную роль играют мелководные карбонатные фации, часто присутствуют рифовые и биогермные постройки, то в разрезах южно-памирского типа осадконакопление было преимущественно кластогенным, происходившим в условиях значительного перепада глубин и развития подводных оползневых процессов. Вулканоген-

ные продукты, весьма обильные в нижней перми Дарваз-Заалайской зоны и крайне редкие в базардаринской серии, представлены в первом случае андезитовой ассоциацией известково-щелочного ряда, во втором – базальтоидной субщелочной.

Северный берег Палеотетиса в современных мобилистских реконструкциях целиком находится в пределах экваториально-субширотного пояса. Этим объясняется значительная протяженность однотипных отложений с близкими фаунистическими комплексами, известными из асельско-сакмарских отложений Урала, Ферганы, Северного Афганистана, ЮЗ Дарваза, Южного Китая. С этими особенностями, скорее всего и были связаны резкие различия в фаунистической характеристике материковых отмелей северных и южных районов Палеотетиса (Левен, Щербович, 1978). Особенно отчетливо они проявились в начале пермского периода, когда на состав донных сообществ литоралей южного побережья Палеотетиса существенное влияние оказывало гондванское материковое оледенение. Постепенное общее потепление и смягчение климата, сопровождавшееся таянием ледниковых покровов, впоследствии обусловило сглаживание различий в составе северо- и южнотетических сообществ. Кроме того, видимо, сказывалось различие положения южного побережья Палеотетиса относительно экватора в начале и в конце пермского периода. Так, если для позднего карбона - начала перми для него указывается около 60° южной широты, то в поздней перми – около 40° южной широты. Северное побережье Тетиса (по данным палеомагнитного опробования Дарвазских разрезов нижней перми) располагалось на широте около 25° к северу от экватора. Средняя температура воды составляла 22.5 ± 2°С (Давыдов и др., 1983).

В настоящее время территории, принадлежащие противоположным берегам Тетиса, непосредственно соприкасаются между собой по линии Главного Гиндукушского разлома. Отдельными фрагментами этого протяженного линейamenta являются Танымасский (Ванч-Акбайтальский) разлом на Памире и Центрально-Бадахшанский в Афганистане (Termier H., Termier G., 1977; Левен, Щербович, 1978; Белов, 1981; и др.).

Таким образом, сейчас можно с уверенностью говорить о том, что ЮВ Памир на протяжении ранней перми располагался в пределах Перигондваны. Нижнепермский (докунгурский) ташказыкский комплекс брахиопод является типично гондванским и не содержит северотетических элементов. Асельские брахиоподовые комплексы в пределах раннепермских южнотетических бассейнов не обнаружены. Самые древние постгляциальные комплексы, вероятно, являются сакмарскими. Многие формы брахиопод широко распространены в вышележащих (артинских) отложениях Австралии, Тасмании и Новой Зеландии. В то же время прямые корреляции со стратотипическими

уральскими разрезами чрезвычайно затруднены в силу климатических, палеогеографических и биогеографических причин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белов А.А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое // Тр. ГИН АН СССР. 1981. Вып. 347. 212 с.

Гансер А. Геология Гималаев. М.: Изд-во иностр. лит., 1967. 351 с.

Горюнова Р.В. Пермские мшанки Памира // Тр. ПИН АН СССР. 1975. Т. 148. 127 с.

Грунт Т.А., Дмитриев В.Ю. Пермские брахиоподы Памира // Тр. ПИН АН СССР. 1973. Т. 135. 211 с.

Гуцин Б.М. О каменноугольных отложениях Юго-Восточного Памира (уточнение возраста базардаринской свиты) // Докл. АН СССР. 1966. Т. 168. № 2. С. 407 - 408.

Гуцин Б.М. Каменноугольно-пермские отложения Юго-Восточного Памира // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1969. № 2 (32). С. 72 - 90.

Давыдов В.И., Дорофеева Л.А., Кашик Д.С. Температурные условия и характер изменения ассоциаций фузулинид в морском палеобассейне Дарваза на рубеже карбона и перми // Палеонтология и эволюция биосферы: Тр. XXV сес. ВПО. Л.: Наука, 1983. С. 111 - 116.

Дмитриев В.Ю. Стратиграфия нижнепермских отложений Юго-Восточного Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 6. С. 81 - 87.

Левен Э.Я., Щербович С.Ф. Фузулиниды и стратиграфия ассельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978. 162 с.

Леонова Т.Б., Дмитриев В.Ю. Раннепермские аммоноидеи Юго-Восточного Памира // Тр. ПИН АН СССР. 1989. Т. 235. 198 с.

Новиков В.П. Схема строения базардаринской серии Северо-Аличурского хребта (Юго-Восточный Памир) // Докл. АН ТаджССР. 1976. Т. 19. № 3. С. 38 - 41.

Новиков В.П. К вопросу о возрасте базардаринской серии на Юго-Восточном Памире. Деп. в ВИНТИ, № 2190-77. 1977. 18 с.

Новиков В.П. Основные типы разрезов базардаринской серии Юго-Восточного Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 7. С. 61 - 70.

Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме пермских отложений Средней Азии

(Памирский субрегион) / Сост. Левен Э.Я., Дмитриев В.Ю., Новиков В.П. Душанбе: Дониш, 1980. 51 с.

Объяснительная записка к стратиграфической шкале пермских отложений области Тетис / Сост.: Левен Э.Я. Л., 1980. 51 с.

Руженцев В.Е. Ассельские аммоноидеи на Памире // Палеонтол. журн. 1978. № 1. С. 36 - 52.

Archbold N.W. Late Paleozoic brachiopod faunas from Irian-Jaya, Indonesia // Brachiopods through time. Proceedings of the 2nd International Brachiopod Congress-Balkema, Rotterdam, Brookfield. 1991. P. 347 - 353.

Dickins J.M. Late Paleozoic glaciation // B.M.R. J. Austral. Geol. and Geophys. 1985. № 9. P. 163 - 169.

Dickins J.M., Shah S.C. Correlation of the Permian Marine sequence of India and Western Australia // Stratigraphy of the marine and non-marine Gondwana deposits. Calcutta, 1977. P. 1 - 43.

Glenister B.F., Windle D.L., Furnish W.M. Australian Metalegoceratidae (Lower Permian ammonoids) // J. Palaeontol. 1973. V. 47. № 6. P. 1031 - 1043.

Hudson R.G.S., Sudbury M. Permian Brachiopoda from South-East Arabia // Contributions a la geologie de la Peninsula Arabique. Notes et Mem. Moyen-Orient., 1959. V. 7. P. 1 - 35.

Kummel B., Teichert C. Stratigraphy and Paleontology of the Permian-Triassic Boundary Beds, Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan // Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan. Univ. Kansas Dept., Geol. Spec. Publ. 1970. № 4. 109 p.

Nakamura K., Kapoor H.N. Correlation of the marine permian in the Tethys and Gondwana // Stratigraphy of the marine and non-marine Gondwana deposits. Calcutta, 1977. P. 2 - 18.

Scotese C.R., McKerrow W.S. Revised World maps and introduction // Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. Geol. Soc. Memoir. 1990. № 12. P. 1 - 21.

Termier H., Termier G. Position entre Gondwana et Tethys des provinces afghanes au Carbonifere et au Permien // Soc. geol. France. Mem. H.S. 1977. № 7. P. 309 - 324.

Termier G., Termier H., de Lapparent A.F., Marin Ph. Monographie du Permo-Carbonifere de Wardak (Afghanistan Central). Documents des Laboratoires de Geologie de la faculte des sciences de Lyon. H.S. 1974. № 2. 167 p.

Zhou Zu-ren. First discovery of asselian ammonoids fauna in China // Acta Palaeontol. Sinica. 1987. V. 26. № 2. P. 130 - 148.

Рецензенты Э.Я. Левен, А.Г. Пономаренко



УДК 565.33:551.762(571)

## РАНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИЕ ОСТРАКОДЫ СЕВЕРА СИБИРИ: ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ И ЗОНАЛЬНАЯ ШКАЛА

© 1994 г. Б. Л. Никитенко

Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,  
630090 Новосибирск, Университетский пр., 3, Россия

Поступила в редакцию 27.07.93 г.

Детальное исследование многочисленных разрезов нижней и средней юры севера азиатской части России и содержащихся в них микрофоссилий позволило установить, что последовательности комплексов остракод хорошо выдержаны на больших расстояниях. На основе этого выделены зоны по остракодам (о-зоны) и слои с остракодами, которые прослеживаются в изученных толщах в Енисей-Ленском прогибе, Приверхоянье, Виллюйской синеклизе, на Северо-Востоке России, севере Западной Сибири. Приводятся схемы расчленения отдельных районов и их корреляция по остракодам, палеонтологическая характеристика выделенных биостратонов. Обсуждаются возрастные датировки о-зон на основе привязки к аммонитовой шкале (а-зоны), а также сопоставления их с зонами по двусторкам (д-зоны) и фораминиферам (ф-зоны). Рассматривается динамика таксономического разнообразия остракод в нижней и средней юре и микроцикличность их распределения на отдельных стратиграфических уровнях. Обсуждается возможность циркумбореальной и межрегиональной корреляции тоара по остракодам. Приведено описание нового подрода *Camptocythere* (*Anabarcocythere*) subgen. nov. и характерных видов.

### ВВЕДЕНИЕ

Морские остракоды были достаточно широко распространены в ранне-среднеюрских палеобассейнах. Эта группа имеет важное значение для стратиграфических работ в нефтяной геологии, так как остатки остракод зачастую в большом количестве встречаются в кернах скважин. В настоящее время морские юрские остракоды активно изучаются как с таксономической (Grundel, 1964; Lord, 1971; и др.), так и с биостратиграфической стороны (Michelsen, 1975; Riegraf, 1985; и др.). В последнее время разработаны зональные шкалы по остракодам для нижней юры Англии (Bate, Coleman, 1975; и др.), ФРГ (Riegraf, 1985; Knitter, 1984; и др.), Дании (Michelsen, 1985), Швеции (Sivhed, 1980) и других регионов. В большинстве случаев выделенные по остракодам биостратоны представляют собой зоны совместного распространения, комплексные зоны и иногда ранговые зоны.

Первые сведения о ранне-среднеюрских остракодах севера Сибири принадлежат Е.Г. Шарповой (1940) и А.А. Герке (1953). Позже микропалеонтологическая характеристика и монографическое описание ряда характерных видов из юрских толщ Енисей-Хатангского прогиба и низовьев р. Лены приводились в работах О.М. Лев (1958, 1961, 1966). В итоге в принятых для севера Сибири стратиграфических схемах (Решения..., 1981; Стратиграфия..., 1976) приводилось несколько комплексов остракод, характеризующих аммонитовые зоны и ярусы общей стратиграфической шкалы, причем ряд характерных для комплексов

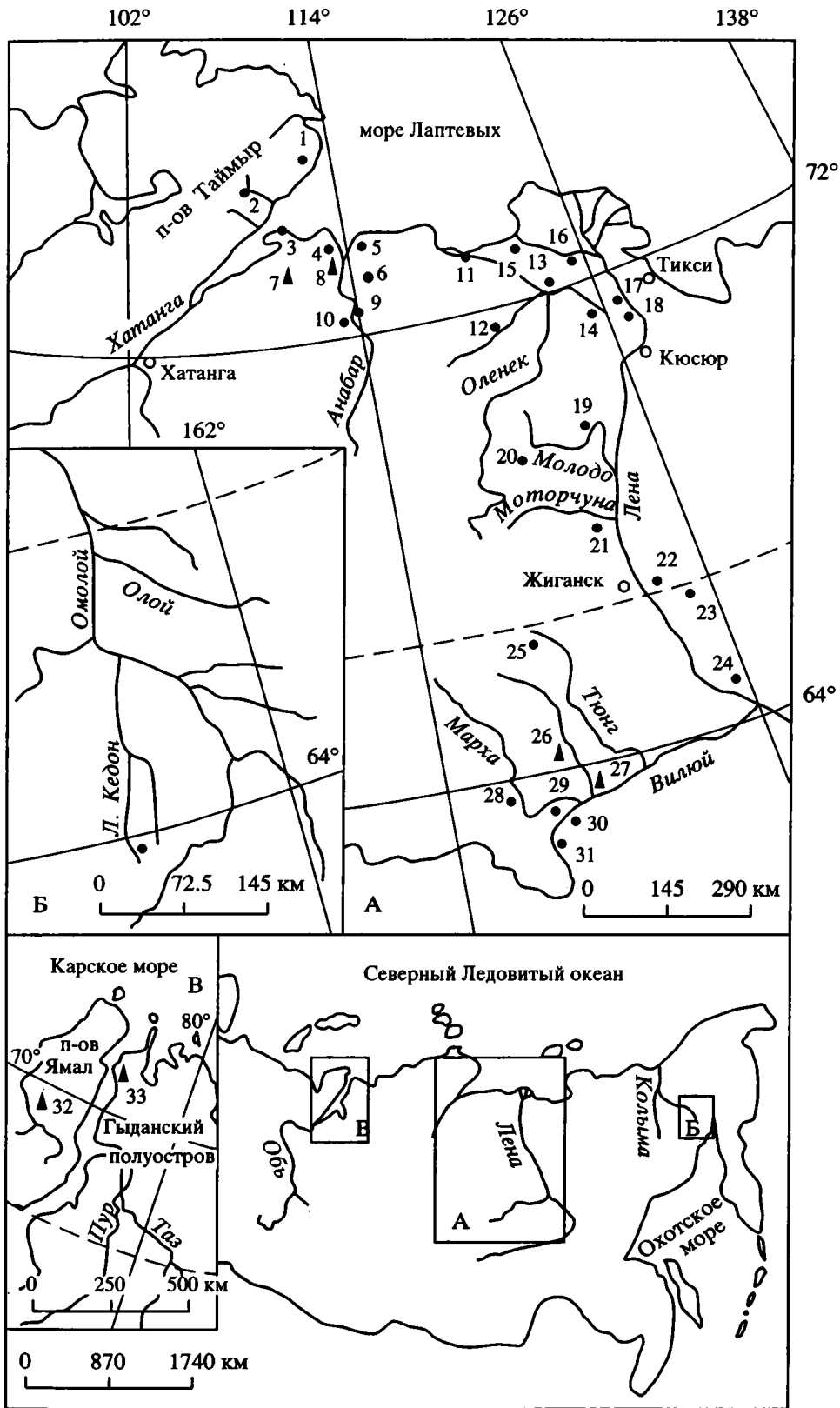
видов не был монографически описан. Неудовлетворительное состояние изученности остракод тормозит дальнейшее совершенствование биостратиграфических схем нижней и средней юры севера Сибири.

### МАТЕРИАЛ И МЕТОД

Изучение коллекции остракод из юрских отложений Восточного Таймыра, п-ова Юрюнг-Тумус, Анабарского района, бассейна р. Оленек, Приверхоянье, Виллюйской синеклизы, бассейна р. Левый Кедон (Северо-Восток России), севера Западной Сибири (рис. 1), а также анализ литературных данных по их распределению в Виллюйской синеклизе, Приверхоянье и других районах севера Сибири (Стратиграфия..., 1976; Лев, 1958; 1966; и др.) показали, что таксономическое разнообразие остракод значительно больше, чем это представлялось ранее, в связи с чем расширены и детализированы палеонтологические характеристики выделенных на севере Сибири и Северо-Востоке России юрских биостратонов по остракодам.

Остракоды в нижне-среднеюрских отложениях Сибири встречаются значительно реже, чем фораминиферы. Тем не менее последовательности видов рода *Ogmocochia* в нижнем и среднем лейасе и рода *Camptocythere* в верхнем лейасе и средней юре хорошо выдержаны на всей территории, эврифацциальны и имели относительно высокие темпы эволюции. В особенности это касается представителей рода *Camptocythere*.





**Рис. 1.** Положение основных разрезов нижней и средней юры на севере азиатской части России. Цифры на схеме: 1, 2 – Восточный Таймыр; 3 – Нордвикский район; 4 - 10 – Анабарский район; 11 - 16 – Келияр-Оленекский район; 17, 18 – низовья р. Лены; 19 - 21 – западное Приверхоянье; 22 - 24 – восточное Приверхоянье; 25 - 31 – Вилюйская синеклиза; 32, 33 – север Западной Сибири. Точки – естественные выходы, треугольники – площади бурения.

Распределение остракод в ниже-среднеюрских отложениях Сибири достаточно неравномерное как в таксономическом отношении, так и по встречаемости экземпляров (рис. 2). Так, в нижнем геттанге (низовья бассейна р. Оленек) встречены редкие представители родов *Ogmocochcha*, *Ogmocochchella* и *Paracypriis*. В вышележащих толщах (верхний геттанг - нижний плинсбах) таксономическое разнообразие снижается, обнаружены только единичные *Ogmocochcha longula*. А в верхнем плинсбахе (а-зона *Amaltheus stokesi* - нижняя половина а-зоны *Amaltheus viligaensis*) вновь относительно многочисленны представители родов *Ogmocochcha*, *Nanacythere*, "*Mandelstamia*" и редкие *Ogmocochchella*. В верхах верхнего плинсбаха и низах нижнего тоара (верхи а-зоны *Amaltheus viligaensis* - а-зона *Tiltoniceras propinquum*) таксономическое разнообразие и количественная представительность остракод вновь снижаются: обнаружены лишь единичные *Ogmocochcha* и *Ogmocochchella*. Близ границы а-зон *Tiltoniceras propinquum* и *Narpcoceras falcifer* нижнего тоара происходит резкая смена комплексов: полностью исчезают и не встречаются в вышележащих отложениях представители ниже-среднеюрских родов *Ogmocochcha*, *Ogmocochchella*, *Nanacythere*. На смену им приходят виды родов *Trachycythere*, *Kinkelina*, *Polycythere*, "*Monoceratina*" и многочисленные *Camptocythere* (*Camptocythere*). Интересно отметить, что в многочисленных разрезах Западной Европы, Канады пример-

но на этом же уровне (верхи а-зона *Dactylioceras tenuicostatum* - низы *Narpcoceras falcifer*) происходит сходная структурная и таксономическая перестройка ассоциаций комплексов остракод (Riegraf, 1985; Bate, Coleman, 1975; и др.). По-видимому, это связано с общебореальным позднеплинсбахским-раннетоарским кризисом биоты, фиксируемом по различным группам фауны (Хэллем, 1978; Nikitenko, Shurygin, 1992; и др.). В перекрывающих отложениях нижнего тоара - низов аалена комплексы остракод резко обеднены: обнаружены только *Camptocythere* (*Camptocythere*). В нижнем аалене (а-зона *Pseudolioceras macintocki*) таксономическое разнообразие остракод вновь несколько повышается, однако количественно комплексы по-прежнему бедны. Встречены единичные представители *Camptocythere* (*Camptocythere*), *C.* (*Anabarcocythere*), *Procytherura*, *Paracypriis*, *Orthonotacythere*. В верхнем аалене и низах нижнего байоса (а-зоны *Tugurites whiteavesi* и *Tugurites fastigatus*) комплексы остракод постепенно обедняются, достигая минимума в низах нижнего байоса. Во второй половине нижнего байоса (зона *Normanites*) резко возрастает количественная представительность и таксономическое разнообразие остракод. Здесь обильны *Camptocythere* (*Camptocythere*), *C.* (*Anabarcocythere*), многочисленные *Orthonotacythere*, часты "*Monoceratina*", *Pycocytheroidea* и др. В верхнем байосе и нижнем бате остракоды хотя и редки, но по-прежнему относительно разнообразны.

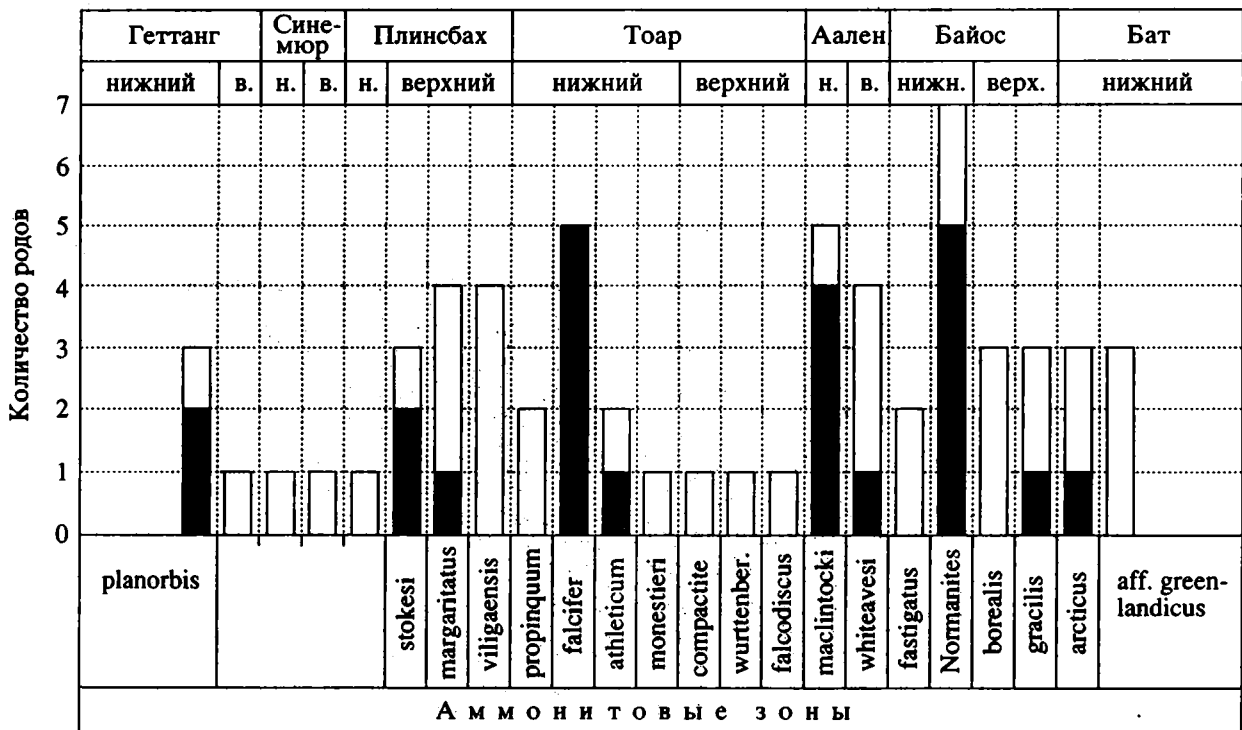


Рис. 2. Динамика таксономического разнообразия остракод в нижней и средней юре севера азиатской части России. Заштриховано – количество появляющихся родов.

Исследование общих закономерностей распределения остракод в многочисленных разрезах юры позволило выделить ряд реперных уровней, прослеживаемых на огромной территории севера азиатской части России. Таковы, например, в нижнем тоаре о-зона *Camptocythere mandelstami* и в нижнем байосе о-зона *Camptocythere spinulosa*.

На фоне общего для бореального бассейна чередования этапов "расцвета" и сокращения представительности остракод в донной биоте интересные закономерности отмечены и в их фациальном распределении. Так, при изучении микроцикличности нижнетоярских черных, иногда битуминозных глин установлено, что обычно на границах тонких прослоев черных, обогащенных органикой, глин обильные моновидовые скопления остракод с тонкой раковинной, хорошо развитой порово-канальной системой (*Camptocythere* (*Camptocythere*) *mandelstami*), а в чередующихся с черными прослоями, более светлых, серых глинах встречаются скопления многочисленных и разнообразных фораминифер (Nikitenko, Shurygin, 1992) (рис. 3). В самих черных слоях глин лишь изредка встречаются эврибионтные *Ammodiscus* и *Saccammina*. Эту повсеместно наблюдаемую в многочисленных разрезах особенность распределения микробентоса и строения нижнетоярских глин, вероятно, можно связывать с чередованием периодов застойных и относительно хорошо аэрируемых придонных вод, а также с периодическим усилением поступления органического материала в бассейн седиментации. Обычно формирование раннетоярских глин связывают с эвстатическим подъемом уровня океана (Хэллем, 1978; и др.). С этим уровнем связано проникновение в сибирский палеобассейн широко распространенных в тоарских западноевропейских морях представителей родов *Trochammina*, *Polyscope*, *Kinkelinella*, "Monoceratina".

На севере России нижнетоярские глины известны во многих разрезах Средней Сибири, Западной Сибири, Вилуйской синеклизы, Приверхоянья, Баренцевоморского шельфа, и они, по-видимому, весьма сходны с таковыми Северного моря, Западной Европы, Арктической Канады, Аляски.

В верхней половине нижнего байоса (о-зона *Camptocythere spinulosa*), как и в нижнем тоаре, также наблюдается чередование слоев, обогащенных то разнообразными остракодами, то обильными фораминиферами. Судя по литологии, геохимическим показателям (Левчук, 1985), характеру и типу бентоса, формирование этой толщи происходило в нормально-морских условиях. Слои, где преобладают обильные *Camptocythere* (*Camptocythere*), *C.* (*Anabarocythere*), многочисленные *Orthonotocythere*, *Paracypriis*, "Monoceratina" и др., вероятно, формировались при некотором дефиците кислорода, на что указывают хорошо развитые поры стенки раковин и присутствие в этих прослоях раковин двустворчатых моллюсков *Malletia*, *Nuculana* и других любителей аноксидных обстановок, процветающих при дефиците кислорода (Захаров, Шурыгин, 1978). Эти слои чередуются с прослоями, сформировавшимися в условиях хорошей аэрации придонных вод и обогащенными разнообразными многочисленными фораминиферами, совместно с которыми в подчиненном количестве встречаются и остракоды.

Реперные уровни, прослеженные во многих разрезах и надежно датированные аммонитами и двустворками, позволили хорошо увязать последовательности комплексов и видов остракод в отдельных разрезах и соответственно выделить автономные биостратоны по остракодам. Границы выделенных биостратонов проводились по

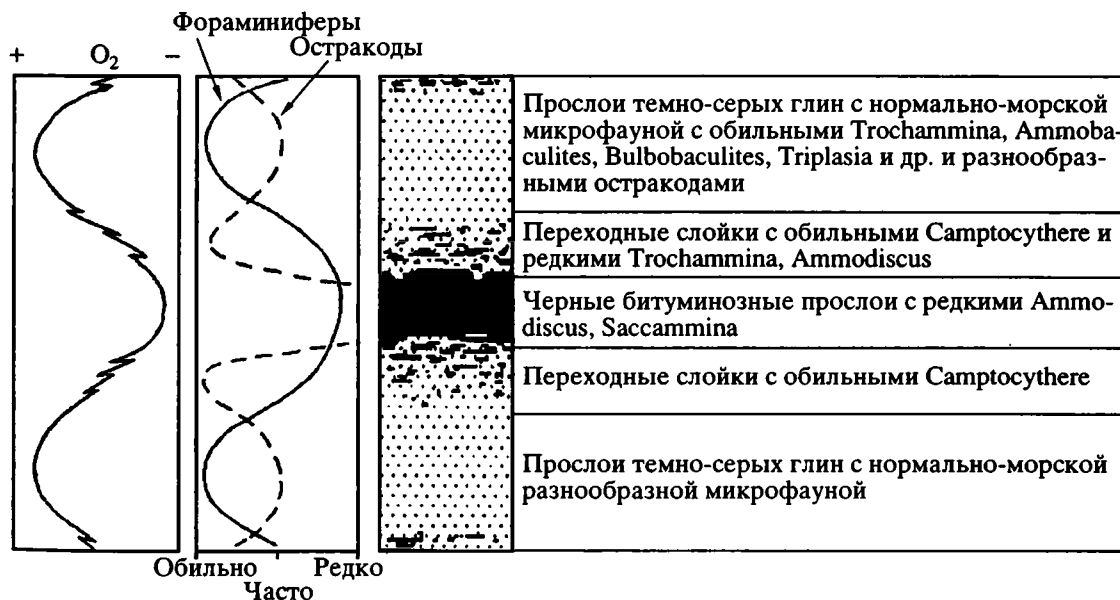


Рис. 3. Распределение микробентоса и микропереслаивание в нижнетоярских черных глинах.

Таблица 1. Схема расчленения нижней и средней юры севера азиатской части России по остракодам и сопоставление с зональными шкалами по аммонитам, двустворкам и фораминиферам

| Ярус     | Подъярус             | Зона по аммонитам<br>(Князев и др. 1991;<br>Меледина, 1991) | Зоны по двустворкам<br>(Шурыгин, 1987а, 1987б) |                               | Зоны по фораминиферам<br>(Никитенко, 1990, 1992)  |  | Зоны и слои<br>с остракодами    |                    |
|----------|----------------------|---|--|-------------------------------|---|--|---------------------------------|--------------------|
| Бат      | Верхний              | A. ? craniocephal.  | I. isognomoides                                | Retroceramus vagt             | Globulina praecircumphlua   |  | ?                               |                    |
|          |                      | A. ishmae   |  | Retroceramus bulunensis       |   |  |                                 |                    |
|          | Средний              | A. harlandi   |  | Retroceramus polaris          |   |  |                                 |                    |
|          |                      | aff. greenlandicus  |  |                               |   |  |                                 |                    |
|          |                      | A. articus  |  |                               |   |  |                                 |                    |
| Нижний   | Oxycerites jugatus   | Retroceramus retrorsus                                      |  |                               |   |  |                                 |                    |
|          |                      |   |  |                               |   |  |                                 |                    |
| Байос    | Верхний              | C. carlsbergensis   | Retroceramus porrectus                         | Riyadhella sibirica           | Dentalina nordvikiana<br>Lenticulina incurvare,<br>M. pseudoclara<br>Globulina oolithica,<br>Lingulonodosaria nobilissima | C. nordvikensis  | Camptocythere arangastachiensis |                    |
|          |                      | C. gracilis   |  |                               |   |  |                                 |                    |
|          |                      | B. borealis   |  |                               |   |  |                                 |                    |
|          | Нижний               | Normanites  |  |                               |   |  |                                 | R. clinatus        |
|          |                      | T. fastigatus   |  |                               |   |  |                                 | Solemya strigata   |
|          |                      | Retroceramus lucifer  | Ammodiscus arangastachiensis                   |                               |   |  |                                 |                    |
| Аален    | Верхний              | Tugurites whiteavesi  | Retroceramus jurensis                          | Lenticulina nordvikensis      | Camptocythere praespinulosa   |  |                                 |                    |
|          |                      | Нижний  | Pseudolioceras maclintocki                     | Retroceramus elegans          | Astacolus zwetkovi  |  |                                 |                    |
|          | P. beyrichi          |   | Mclearnia kelimyarensis                        | Vermeuilinoides syndascoensis |   |  |                                 |                    |
| Тоар     | Верхний              | Pseudolioceras falcodiscus                                  | Arctotis lenaensis                             | O. gigantea                   | Arctotis marchaensis  | Astacolus praefoliaceus,<br>Lenticulina multa  | Camptocythere ex gr. foveolata  |                    |
|          |                      | Pseudolioceras wurtenbergeri                                |  |                               |   |  |                                 |                    |
|          |                      | P. compactile   |  |                               |   |  |                                 | Ps. marchaensis    |
|          | Нижний               | Zugodactylites braunianus                                   | Meleagrinnella faminaestriata                  | Camptocythere occalata        |   |  |                                 |                    |
|          |                      | Dactylioceras athieticum                                    | Dacryomya inflata,<br>Tancredia bicarinata     |                               |   |  |                                 |                    |
|          |                      | H. falcifer   |  |                               |   |  |                                 |                    |
|          |                      | T. propinquum   |  |                               |   |  |                                 |                    |
| Плинсбах | Верхний              | Amaltheus viligaensis                                       | laevigatus                                     | buliminoides                  | Tancredia kuznetsovi  | Recurvoides taimyrensis<br>Anmarginulina arctica<br>Anmarginulina gerkei<br>T. lapidosa, F. dubiella | Nanacythere costata             |                    |
|          |                      | Amaltheus margaritatus                                      |  |                               | Anradulonectites incertus   |  |                                 |                    |
|          |                      | Amaltheus stokesi   |  |                               | Velata viligaensis  |  |                                 |                    |
|          | Нижний               | Harpax ex gr. spinosus                                      |  |                               | Ammodiscus siliceus   |  |                                 | Ogmoconcha longula |
|          | Otapiria limaeformis | Trochammina inusitata,<br>Turritellevilla volubilis         |  |                               |   |  |                                 |                    |
| Сине-мюр | Верхний              | ?   | Meleagrinnella subolfex                        | Trochammina aff. sablei       | Ogmoconcha buurensis  |  |                                 |                    |
|          | Нижний               |   |  |                               |   |  |                                 |                    |
| Геттанг  | Верхний              |   |  |                               |   |  |                                 |                    |
|          | Нижний               | P. planorbis  | Ps. sinuosus                                   |                               |   |  |                                 |                    |

появлению новых комплексов и как нижние границы эпибол ряда видов. Исследования разрезов ниже-среднеюрских отложений севера Средней Сибири и Северо-Востока России показали, что последовательности комплексов остракод хорошо выдержаны на всей территории и могут быть использованы для расчленения и корреляции юрских толщ. Методологические принципы создания политаксонных зональных шкал по бентосным группам фауны рассмотрены многими авторами (Степанов, Месежников, 1979; Шурыгин, 1986, 1987а, б, 1989; и др.). Обоснование возраста выделенных по остракодам биостратонов на севере Сибири опирается на находки в них аммонитов и на прослеживание их в разрезах Северо-Востока России, где диапазоны распространения комплексов остракод хорошо привязаны к аммонитовой шкале. Используются и датировки по двустворчатым моллюскам и фораминиферам путем сравнения последовательностей д-зон и ф-зон с таковыми в районах, где комплексы двустворок и фораминифер хорошо охарактеризованы аммонитами. На этой основе была разработана автономная параллельная шкала нижней и средней юры севера Сибири по остракодам (табл. 1) (Никитенко, 1990).

Описание конкретных стратиграфических разрезов, детальная литологическая и палеонтологическая характеристики, нумерация пачек даны по следующим публикациям: по Восточному Таймыру (Шурыгин, Левчук, 1982; Левчук, 1985), п-ову Юрюнг-Тумус (Меледина и др., 1987), Анабарскому району (Стратиграфия..., 1976; Левчук, 1985), Северо-Востоку России (Князев, 1991), бассейна р. Оленек (Князев и др., 1991). Стратотипы о-зон и их описания впервые даны в этой публикации.

## РАСЧЛЕНЕНИЕ НИЖНЕЙ И СРЕДНЕЙ ЮРЫ ПО ОСТРАКОДАМ

### *Слои с *Ogmoconcha buurensis**

*Вид-индекс:* *Ogmoconcha buurensis* Nikitenko, sp. nov.

*Характерные остракоды:* кроме вида-индекса, *Ogmoconchella* sp., *Paracypripis* sp. 1.

*Границы:* нижняя – по появлению комплекса остракод, верхняя – по появлению *Ogmoconcha longula* и обеднению комплекса.

Типичный разрез расположен в бассейне р. Оленек (р. Буур), обн. 4, обн. 2, 3, пачки 1, 2, низы пачки 3; представлен темно-серыми тонкоотмученными глинами и алевритистыми глинами мощностью около 45 м (Князев и др., 1991).

*Распространение:* север Средней Сибири.

*Геологический возраст:* в типовом разрезе слоев с *Ogmoconcha buurensis* найдены нижнегеттангские аммониты рода *Psiloceras* (Князев и др., 1991), а также комплекс двустворчатых моллюсков с *Meleagrinnella subolifex*, известных на Северо-Востоке России совместно с геттангскими и си-

немюрскими аммонитами (Стратиграфия..., 1976). В параллельной фораминиферовой шкале (Никитенко, 1992) слои соответствуют нижней половине ф-зоны *Trochammina* aff. *sablei*.

### *Зона *Ogmoconcha longula**

*Вид-индекс:* *Ogmoconcha longula* Gerke et Lev, 1958.

*Характерные остракоды:* *Ogmoconcha nordvicensis*, *Ogmoconchella ornata*, *O. olenekensis*, *O. conversa*, *Nanacythere costata*, "*Mandelstamia*" *lubrica*, "*M*". *linearis*.

*Границы:* нижняя – по появлению *Ogmoconcha longula*, верхняя – по полному обновлению комплекса остракод и появлению *Camptocythere* (*C.*) *mandelstami*.

Стратотип расположен на западном берегу Анабарской губы, обн. 12, пачки 8 - 13; представлен алевролитами и алевритистыми глинами, серыми, темно-серыми мощностью 136.5 м (Левчук, 1985).

Парастратотип расположен в бассейне р. Оленек (р. Буур), обн. 2, 3, обн 1, верхняя половина пачки 3, пачка 4; представлен глинами алевритовыми с рассеянной галькой и желваками пирита мощностью около 50 м (Князев и др., 1991).

*Распространение:* север Сибири, Северо-Восток России, север Западной Сибири.

*Геологический возраст:* нижняя часть о-зоны *Ogmoconcha longula* встречается с комплексом двустворчатых моллюсков верхней части слоев с *Meleagrinnella subolifex* и слоев с *Naagra ex gr. spinosus*, известных в разрезах Северо-Востока России совместно с геттангскими, синемюрскими и нижнеплинсбахскими аммонитами. Верхняя половина о-зоны хорошо датирована аммонитами на севере Сибири и Северо-Востоке России. Так, в районе Анабарской губы здесь встречены *Amaltheus* cf. *stokesi* (Стратиграфия..., 1976). Из средней части о-зоны *Ogmoconcha longula* того же района известен *Amaltheus* sp. indet., а в разрезе п-ова Юрюнг-Тумус встречены *Amaltheus margaritatus* (Меледина и др., 1987). Самые верхи о-зоны на севере Средней Сибири аммонитами не охарактеризованы, но здесь встречен комплекс двустворчатых моллюсков верхней части д-зоны *Anradulonectites incertus*, который на Северо-Востоке России отвечает а-зоне *Amaltheus viligaensis* (Решения..., 1978). В верхней части слоев с *Ogmoconcha longula* на Северо-Востоке России встречены аммониты а-зоны *Tiloniceras propinquum* (Князев, 1991). Таким образом, объем о-зоны *Ogmoconcha longula* определен как верхняя часть геттанга - низы нижнего тоара (по а-зону *Tiloniceras propinquum*) и соответствует в параллельной шкале по двустворкам интервалу от верхней половины слоев с *Meleagrinnella subolifex* по низы д-зоны *Dacryomya inflata* и *Tancredia bicarinata*, а в шкале по фораминиферам – верхней половине ф-зоны *Trochammina* aff. *sablei* по ф-зону *Recurvoides taimyrensis*.

*Слои с Nanacythere costata*

**Вид-индекс:** *Nanacythere costata* (Gerke et Lev, 1958).

**Характерные остракоды:** *Ogmoconcha nordvikensis*, *Ogmoconchella ornata*, *O. olenekensis*, *Nanacythere costata*, "Mandelstamia" *lubrica*, "M". *linearis*.

**Границы:** нижняя – по появлению характерного комплекса остракод, верхняя – по резкому обеднению комплекса остракод.

Типичный разрез расположен на западном берегу Анабарской губы, обн. 12, пачки 9 – нижняя половина 12; представлен алевролитами и алевролитистыми глинами, серыми, темно-серыми мощностью около 95 м (Левчук, 1985).

**Распространение:** север Сибири.

**Геологический возраст:** в самом основании слоев с *Nanacythere costata* типового разреза встречаются *Amaltheus cf. stokesi*. (Стратиграфия..., 1976). В средней части о-зоны *Ogmoconcha longula* того же района известен *Amaltheus sp. indet.*, а в разрезе п-ова Юрюнг-Тумус встречаются *Amaltheus margaritatus* (Меледина и др., 1987). Верхние слои охарактеризованы двустворчатыми моллюсками слоев с *Tancredia kuznetsovi*, известных на Северо-Востоке России с *Amaltheus viligaensis*. Соответственно объем слоев с *Nanacythere costata* устанавливается как верхний плинсбах, верхняя половина а-зоны *Amaltheus stokesi* - нижняя часть а-зоны *Amaltheus viligaensis*, или в параллельной шкале по двустворкам отвечают интервалу от верхней части д-зоны *Velata viligaensis* по нижнюю половину слоев с *Tancredia kuznetsovi*, а в шкале по фораминиферам верхней части ф-зоны *Trochammina lapidosa* и *Fron-diculinita dubiella* по ф-зону *Anmarginulina arctica*.

*Зона Camptocythere mandelstami*

**Вид-индекс:** *Camptocythere (C.) mandelstami* Gerke et Lev, 1958.

**Характерные остракоды:** кроме вида-индекса, *Trachycythere verrucosa*, *Kinkelinella (Kinkelinella) sermoisensis*, *Polycope pelta*.

**Границы:** нижняя – по появлению *Camptocythere (C.) mandelstami*; верхняя – по появлению *Camptocythere (C.) occalata*.

Стратотип расположен на Восточном Таймыре, в районе м. Цветкова, обн. 7, пачка 14 (слои 8 - 5) – нижняя часть пачки 15 (слои 4 - 2); представлен алевролитистыми глинами аргиллитоподобными, темно-серыми мощностью 32.7 м (Левчук, 1985).

**Распространение:** север Сибири, Северо-Восток России, север Западной Сибири.

**Геологический возраст:** в о-зоне *Camptocythere mandelstami* на Северо-Востоке России встречаются многочисленные представители *Eleganticerias elegantulum*, *Harposceras spp.*, *Dactylioceras spp.* (Князев, 1991). На севере Средней Сибири о-зона *Camptocythere mandelstami* начинается с основания китербютского горизонта. В низах о-зоны в этом районе (Суоламская скв. 26) встречаются аммониты

рода *Eleganticerias* (Князев и др., 1991). Глинам китербютского горизонта отвечает также нижняя половина д-зоны *Dacryomya inflata* и *Tancredia bicarinata*, низы которой в Вилуйской синеклизе датированы аммонитами *Kolymoceras viluense*, *Eleganticerias elegantulum*, *Harposceras exaratum* (Кирин, 1966; 1976; Князев и др., 1983). Кроме того, в основании китербютского горизонта, в районе Анабарского залива, встречен комплекс белемнитов, также свидетельствующий о соответствии нижней части горизонта а-зоне *Harposceras falcifer* (Шурыгин, 1978). Верхняя часть о-зоны *Camptocythere mandelstami*, охватывающая перекрывающиеся китербютский горизонт отложения, охарактеризована аммонитами: на Восточном Таймыре – *Dactylioceras ex gr. commune*, в районе Анабарской губы – *D. commune*, *D. athleticum*, определяющим а-зону *Dactylioceras athleticum* (Стратиграфия..., 1976). Верхняя граница о-зоны *Camptocythere mandelstami* проводится по смене комплекса и с появлением *Camptocythere (C.) occalata*. Однако первые *Camptocythere (C.) occalata* в изученных разрезах обнаружены совместно с *Dactylioceras spp.* Таким образом, стратиграфический объем о-зоны *Camptocythere mandelstami* устанавливается в объеме а-зон *Harposceras falcifer* и нижней части *Dactylioceras athleticum*, или в шкале по двустворкам соответствует нижней половине д-зоны *Dacryomya inflata* и *Tancredia bicarinata*, а в фораминиферной шкале отвечает ф-зоне *Ammobaculites lobus* и *Trochammina kisselmani*.

*Слои с Trachycythere verrucosa*

**Вид-индекс:** *Trachycythere verrucosa* Triebel et Klingler, 1959.

**Характерные остракоды:** кроме вида-индекса, *Camptocythere (C.) mandelstami*, *Kinkelinella (Kinkelinella) sermoisensis*, *Polycope pelta*, "Monoceratina vulsa" (= *M. vulsa*, Riegraf, 1985, с. 89, табл. 4, фиг. 25 - 27; non *M. vulsa*, Bate, 1966, с. 400, табл. 7, фиг. 5).

**Границы:** нижняя – по появлению вида-индекса и сопутствующего комплекса; верхняя – по исчезновению характерного комплекса остракод.

Типичный разрез расположен на Восточном Таймыре, в районе м. Цветкова, обн. 7, пачка 14, слои 8 - 7; представлен алевролитистыми глинами, темно-серыми, пластичными мощностью 19.7 м (Левчук, 1985).

**Распространение:** север Средней Сибири.

**Геологический возраст:** нижний тоар, а-зона *Harposceras falcifer*, низы *Dactylioceras athleticum*; низы д-зоны *Dacryomya inflata* и *Tancredia bicarinata*; низы ф-зоны *Ammobaculites lobus* и *Trochammina kisselmani*.

*Слои с Camptocythere occalata*

**Вид-индекс:** *Camptocythere (C.) occalata* Gerke et Lev, 1958.

*Характерные остракоды:* кроме вида-индекса, *Kinkelinella (Ektuphocythere) debilis*.

*Границы:* нижняя – по появлению *Camptocythere (C.) ossalata*; верхняя – по появлению *Camptocythere (C.) aff. ossalata*.

Типичный разрез расположен на западном берегу Анабарской губы, обн. 11, пачки 15 – низы 17; представлен переслаиванием алевролита крупно- и мелкозернистого и алевролита глинистого темно-серого мощностью 83.1 м (Левчук, 1985).

*Распространение:* север Сибири, Северо-Восток России.

*Геологический возраст:* нижняя часть слоев с *Camptocythere ossalata* охарактеризована на Северо-Востоке России комплексом аммонитов, типичным для а-зон *Dactylioceras athleticum* и *Zugodactylites monestieri* (Стратиграфия..., 1976; Князев, 1991). В верхней половине слоев встречены аммониты, характерные для а-зон *Pseudoliosceras compactile* и *P. wurttenbergeri* (Князев, 1991).

На севере Средней Сибири в низах слоев с *Camptocythere ossalata* во всех изученных разрезах встречены представители *Dactylioceras*. Вышележащая часть слоев охарактеризована находками *Zugodactylites ex. gr. braunianus*, а также соответствует д-зоне *Meleagrinnella faminaestriata* (Стратиграфия..., 1976; Меледина и др., 1987). Самая верхняя часть слоев с *Camptocythere ossalata* приходится на плохо охарактеризованный аммонитами интервал разреза, содержащий только представителей *Pseudoliosceras*. В районе Анабарской губы из этой части разреза указывается лишь *Pseudoliosceras sp. indet. (cf. maclintocki)*, найденный в осыпи (Стратиграфия..., 1976). Верхняя часть слоев с *Camptocythere ossalata* соответствует низам д-зоны *Pseudomytiloides marchaensis*. В Вилюйской синеклизе из нижней части д-зоны *Pseudomytiloides marchaensis* известны *Pseudoliosceras alienum*, но точное стратиграфическое положение последних неясно. Отложения, содержащие эти аммониты, одними специалистами помещаются в нижний тоар, другими – в нижний аален (Дагис, 1974; Кирина, 1976). Часть этих аммонитов переопределена как *Pseudoliosceras compactile*, и эти отложения датированы верхним тоаром. (Князев, 1983). Исходя из вышеизложенного слои с *Camptocythere ossalata* охватывают верхнюю половину нижнего тоара - низы верхнего тоара, верхи а-зоны *Dactylioceras athleticum* - а-зоны *Pseudoliosceras wurttenbergeri* и соответственно в шкале по двустворкам верхи д-зоны *Dactyomya inflata* и *Tancredia bicaripata* - низы д-зоны *Arctotis marchaensis*, а в шкале по фораминиферам отвечают нижней половине ф-зоны *Astacolus praefoliaceus* и *Lenticulina multa*.

*Слои с Camptocythere aff. ossalata*

*Вид-индекс:* *Camptocythere (C.) aff. ossalata* Gerke et Lev, 1958.

*Характерные остракоды:* вид-индекс.

*Границы:* нижняя – по появлению вида-индекса, верхняя – по появлению *Camptocythere (C.) ex gr. foveolata* и сопутствующего комплекса остракод.

Типичный разрез расположен на Восточном Таймыре (м. Цветкова), обн. 5, пачка 17; представлен глинами аргиллитоподобными, темно-серыми мощностью 37.4 м (Левчук, 1985).

*Распространение:* север Средней Сибири.

*Геологический возраст:* слои с *Camptocythere aff. ossalata* соответствуют верхней половине д-зоны *Arctotis marchaensis*, охарактеризованной в различных разрезах Приверхоянья, Вилюйской синеклизы, Северо-Востока России аммонитами *Pseudoliosceras wurttenbergeri*, *P. falcodiscus*, *P. beugichi* (Князев и др., 1991). Таким образом, выделенные слои можно рассматривать в объеме верхней половины верхнего тоара - низов нижнего аалена и отвечающим в шкале по двустворкам верхней части д-зоны *Arctotis marchaensis* или в фораминиферовой шкале средней части ф-зоны *Astacolus praefoliaceus* и *Lenticulina multa*.

*Слои с Camptocythere ex gr. foveolata*

*Вид-индекс:* *Camptocythere (C.) ex gr. foveolata* Triebel, 1950.

*Характерные остракоды:* *Orthonotacythere sp.*, *Procytherura ex gr. multicostata*, *P. ex gr. reticulata*, *Camptocythere (Anabarocythere) ex gr. praespinulosa*.

*Границы:* нижняя – по появлению вида-индекса и сопутствующего комплекса остракод, верхняя – по появлению *Camptocythere (A.) praespinulosa* и характерного комплекса остракод.

Типичный разрез расположен на Восточном Таймыре (м. Цветкова), обн. 5, верхняя часть пачки 18, пачка 22; представлен темно-серыми глинами алевритовыми и переслаиванием светло- и темно-серых глин алевритистых с алевритами крупнозернистыми, глинистыми мощностью 84 м (Левчук, 1985).

*Распространение:* север Средней Сибири.

*Геологический возраст:* слои с *Camptocythere ex gr. foveolata* приходится на практически не охарактеризованную аммонитами часть разреза, и поэтому датируются условно с помощью привязки к последовательностям д-зон. Нижняя часть слоев с *Camptocythere ex gr. foveolata* соответствует низам д-зоны *Mcleania kelimyarensis*. Однако ясности в датировке д-зоны в других, насыщенных аммонитами разрезах, нет. На Северо-Востоке России *Mcleania kelimyarensis* известна совместно с *Tugurites whiteavesi*, а в Приверхоянском прогибе – с *Pseudoliosceras maclintocki* (Стратиграфия..., 1976). Таким образом, точное положение низов слоев с *Camptocythere ex gr. foveolata* неясно, по крайней мере принимается как не ниже нижнего аалена. Верхняя часть слоев определена более точно, она соответствует низам д-зоны *Retroceramus elegans*, которая охарактеризована в разрезах на Северо-Востоке России и Приверхоянского прогиба

аммонитами *Pseudolioceras maclintocki*, *Tugurites whiteavesi* (Стратиграфия..., 1976). Соответственно слой с *Camptocythere* ex gr. *foveolata* мы рассматриваем в объеме нижнего и низов верхнего аалена, верхов д-зоны *Mclearnia kelimyarensis* - низов д-зоны *Retroceramus elegans*, или в шкале по фораминиферам они отвечают верхней половине ф-зоны *Vermeulinoides syndascoensis* и нижней части ф-зоны *Astacolus zwetkovi*.

#### *Слой с Camptocythere praespinulosa*

**Вид-индекс:** *Camptocythere* (*Anabarocythere*) *praespinulosa* Nikitenko, sp. nov.

**Характерные остракоды:** *Orthonotacythere* sp., *Camptocythere* (*C.*) *nordvikensis*, *Glyptocythere?* sp.

**Границы:** нижняя – по появлению вида-индекса и сопутствующего комплекса остракод, верхняя – по обновлению комплекса.

Типичный разрез расположен на Восточном Таймыре (м. Цветкова), обн. 5, пачки 23, 24; представлен алевролитами глинистыми темно-серыми, алевролитами мелкозернистыми светло-серыми мощностью 49.5 м (Левчук, 1985).

Парастратотип расположен на западном берегу Анабарской губы, обн. 11, пачки 19 - 22; представлен переслаиванием алевролитов крупнозернистых, светло-серых и алевролитов мелкозернистых, глинистых, серых мощностью 65.4 м (Левчук, 1985).

**Распространение:** север Сибири.

**Геологический возраст:** слой с *Camptocythere praespinulosa* хорошо выражены в разрезах Восточного Таймыра и Анабарского района. В нижней части слоев с *Camptocythere praespinulosa* встречены многочисленные *Retroceramus jurensis*, *Tugurites whiteavesi* (Стратиграфия..., 1976), свойственные а-зоне *Tugurites whiteavesi* на севере Сибири (Решения..., 1981). В верхней части слоев встречены многочисленные *Retroceramus lucifer*. Таким образом, слой с *Camptocythere praespinulosa* можно рассматривать в объеме верхней части верхнего аалена и низов нижнего байоса; в параллельной шкале по двустворкам они соответствуют д-зоне *Retroceramus jurensis* - низам д-зоны *Retroceramus lucifer*, а в фораминиферовой шкале – ф-зоне *Lenticulina nordvikensis* - нижней половине ф-зоны *Ammodiscus arangastachiensis*.

#### *Зона Camptocythere nordvikensis*

**Вид-индекс:** *Camptocythere* (*C.*) *nordvikensis* (Шарапова, 1940).

**Характерные остракоды:** *Camptocythere* (*A.*) spp., *Camptocythere* (*C.*) spp., *Orthonotacythere* spp.

**Границы:** нижняя – по появлению вида-индекса и сопутствующего комплекса остракод, верхняя – по смене комплекса.

Стратотип расположен на западном берегу Анабарской губы, обн. 11, пачки 22 - 26, обн. 10,

пачки 27 - 30; представлен переслаиванием алевролитов крупнозернистых, светло-серых и алевролитов мелкозернистых, глинистых, серых, в верхней части аргиллитами темно-серыми мощностью около 200 м (Стратиграфия..., 1976).

**Распространение:** север Сибири.

**Геологический возраст:** о-зона *Camptocythere praespinulosa* хорошо охарактеризована аммонитами и ретроцерамами на Восточном Таймыре и в Анабарском районе. В нижней половине о-зоны встречены многочисленные *Retroceramus jurensis*, *R. lucifer*, *Tugurites whiteavesi*, *T. fastigatus* (Стратиграфия..., 1976), свойственные а-зонам *Tugurites whiteavesi* и *T. fastigatus* на севере Сибири (Решения..., 1981). Верхняя часть о-зоны охарактеризована *Retroceramus clinatus*, *Solemya strigata* и редкими *Normanites*. О-зону *Camptocythere praespinulosa* можно рассматривать в объеме верхней части верхнего аалена и нижнего байоса, верхи а-зоны *Tugurites whiteavesi* - а-зона *Normanites* и соответственно в шкале по двустворкам – в объеме д-зон *Retroceramus jurensis* - *Retroceramus clinatus*, а в шкале по фораминиферам – в объеме ф-зоны *Lenticulina nordvikensis* - нижней половине ф-зоны *Globulina oolithica* и *Lingulonodosaria nobilissima*.

#### *Зона Camptocythere spinulosa*

**Вид-индекс:** *Camptocythere* (*A.*) *spinulosa* (Шарапова, 1940).

**Характерные остракоды:** *Camptocythere* (*C.*) *nordvikensis*, *C.* (*C.*) *solida*, *Orthonotacythere tuberculata*, *O. shweyeri*, *Pyrocytheridea?* sp., *Shuleridea?* sp., “*Monoceratina*” sp., *Bairdia* sp.

**Границы:** нижняя – по появлению вида-индекса и сопутствующего комплекса остракод, верхняя – по смене комплекса.

Стратотип расположен на западном берегу Анабарской губы, обн. 10, пачки 28 - 30; представлен алевролитами глинистыми серыми и темно-серыми аргиллитами мощностью около 40 м (Стратиграфия..., 1976).

**Распространение:** север Сибири.

**Геологический возраст:** в нижней части о-зоны *Camptocythere spinulosa* встречены двустворчатые моллюски *Retroceramus lucifer*, тогда как верхняя половина охарактеризована многочисленными *Solemya strigata* и *Retroceramus clinatus* (Меледина и др., 1987; и др.), таким образом, стратиграфический объем о-зоны определяется как верхняя половина нижнего байоса, верхи д-зоны *Retroceramus lucifer* - нижняя (большая часть) д-зоны *Retroceramus clinatus*, или в фораминиферовой шкале – как верхи ф-зоны *Ammodiscus arangastachiensis* - нижней часть ф-зоны *Globulina oolithica* и *Lingulonodosaria nobilissima*.



*Слои с Camptocythere praearangastachiensis*

**Вид-индекс:** *Camptocythere* (A.) *praearangastachiensis* Nikitenko, sp. nov.

**Характерные остракоды:** *Camptocythere* (C.) spp., *Orthonotacythere* spp.

**Границы:** нижняя – по появлению вида-индекса, верхняя – по смене комплекса остракоид.

Стратотип расположен на п-ове Юрюнг-Тумус, обн. 20 "Г", пачка 16 (верхняя часть); представлен глинами темно-серыми мелкооскольчатыми мощностью около 25 м (Меледина и др., 1987).

**Распространение:** север Сибири.

**Геологический возраст:** слои с остракодами охарактеризованы многочисленными *Retroceramus clinatus* (Меледина и др., 1987) и соответствуют верхней части нижнего байоса, д-зона *Retroceramus clinatus* (без д-зоны *Solemya strigata*), а в шкале по фораминиферам – средней части ф-зоны *Globulina oolithuca* и *Lingulonodosaria nobilissima*.

*Зона Camptocythere arangastachiensis*

**Вид-индекс:** *Camptocythere* (A.) *arangastachiensis* Nikitenko, sp. nov.

**Характерные остракоды:** *Camptocythere* (C.) sp., *Pugocytheridea?* sp., *Paracypripis* sp.

**Границы:** нижняя – по появлению вида-индекса и сопутствующего комплекса, верхняя – по смене комплекса.

Стратотип расположен на западном берегу Анабарской губы, обн. 10, пачки 31 - 34; представлен алевролитами серыми оскольчатыми мощностью около 45 м (Стратиграфия..., 1976).

**Распространение:** север Сибири.

**Геологический возраст:** в нижней части о-зоны встречены *Retroceramus clinatus*, более высокие части о-зоны охарактеризованы многочисленными *Boreicephalites borealis*, *Cranoccephalites* spp., *Retroceramus porrectus*, *R. retrorsus* (Стратиграфия..., 1976; Меледина и др., 1987). Следовательно, стратиграфический диапазон о-зоны *Camptocythere arangastachiensis* принимается как верхи нижнего - верхний байос, верхи а-зоны *Normanites* по а-зону *Cranoccephalites gracilis* включительно, или соответствуют в параллельной шкале по двустворкам верхней части д-зоны *Retroceramus clinatus* по низы д-зоны *Retroceramus retrorsus*, а в шкале по фораминиферам – верхам ф-зоны *Globulina oolithuca* и *Lingulonodosaria nobilissima* - нижняя часть ф-зоны *Globulina praecircumphlua*.

*Слои с Camptocythere scrobiculataformis*

**Вид-индекс:** *Camptocythere* (C.) *scrobiculataformis* Nikitenko, sp. nov.

**Характерные остракоды:** *Pugocytheridea?* *pura*, *Paracypripis* sp.

**Границы:** нижняя – по появлению вида-индекса и сопутствующего комплекса, верхняя – по исчезновению вида-индекса и комплекса остракоид.

Типичный разрез расположен на п-ове Юрюнг-Тумус, обн. 19 "Г", пачка 20; представлен алевролитом песчанистым зеленовато-серым мощностью около 26 м (Стратиграфия..., 1976; Меледина и др., 1987).

**Распространение:** север Сибири.

**Геологический возраст:** слои с *Camptocythere scrobiculataformis* датированы в разрезах п-ова Юрюнг-Тумус, Анабарского залива аммонитами *Oxycerites jugatus*, *Arctoccephalites arcticus*, *A. aff. greenlandicus* (Стратиграфия..., 1976; Меледина и др., 1987) и принимаются в объеме нижнего бата, а-зоны *Arctoccephalites arcticus* - *A. aff. greenlandicus*, или в шкале по двустворкам отвечают верхам д-зоны *Retroceramus retrorsus* по низы д-зоны *Retroceramus bulunensis*, а в шкале по фораминиферам соответствуют средней части ф-зоны *Globulina praecircumphlua*.

Выделенные о-зоны и слои с остракодами хорошо прослеживаются по обширной территории севера азиатской части России, а также и на севере европейской России (Лев, Кравец, 1982), что подтверждается находками аммонитов и контролируется последовательностями комплексов двустворок и фораминифер (табл. 2).

ЦИРКУМБОРЕАЛЬНАЯ  
МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ  
ТОАРА И ОСТРАКОДОВЫЕ  
БИОСТРАТОНЫ

Комплексы остракоид среднего лейаса севера Сибири и Западной Европы содержат общие рода, такие, как *Ogmoconcha*, *Ogmoconchella*, *Napocythere*, но практически не имеют общих видов, поэтому прямые сопоставления данного интервала затруднены. Однако, как отмечалось выше, в нижней зоне нижнего тоара (а-зона *Tiloniceras propinquum*), в разрезах Северо-Востока России, происходит таксономическая и структурная перестройка комплексов остракоид, исчезают и не встречаются выше такие широко распространенные плинсбахские рода, как *Ogmoconcha*, *Ogmoconchella* и др., на смену им приходят представители семейств *Progonocytheridae*, *Trachocytheridae* и др., широко распространенных в тоаре. Аналогичная картина наблюдается в многочисленных разрезах Западной Европы, Канады. Здесь, в низах нижнего тоара, зоне *Dactyloceras tenuicostatum* (аналог североазиатской зоны *Tiloniceras propinquum*) отмечается присутствие как плинсбахских (*Ogmoconcha*, *Ogmoconchella* и др.), так и тоарских остракоид, а практически полное исчезновение плинсбахских видов происходит в подошве а-зоны *Harposceras falcifer* (Bate, Coleman, 1975; Riegraf, 1985; Exton, Gradstein, 1984; и др.). Таким образом, данный рубеж является прекрасным реперным уровнем, позволяющим сопоставлять удаленные разрезы.

Таблица 2. Сопоставление схем расчленения нижней и средней юры севера азиатской части России по остракодам

| Ярус            | Подъярус      | Зоны по аммонитам             | Зоны и слои по остракодам        | Восточный Таймыр                | Анабаро-Нордвикский район        | Бассейн р. Оленек                | Виллюйская синеклиза           | Приверхоьянье                    | Север Западной Сибири           | Северо-Восток России      |
|-----------------|---------------|-------------------------------|----------------------------------|---------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|--------------------------------|----------------------------------|---------------------------------|---------------------------|
| Бат             | Верхний       | C. barnstoni                  | ?                                | ?                               | ?                                | ?                                | ?                              | ?                                | ?                               | ?                         |
|                 |               | A. ? cranoccephal.            |                                  |                                 |                                  |                                  |                                |                                  |                                 |                           |
|                 | Средний       | A. ishmae                     |                                  |                                 |                                  |                                  |                                |                                  |                                 |                           |
|                 |               | A. harlandi                   |                                  |                                 |                                  |                                  |                                |                                  |                                 |                           |
| Нижний          |               | aff. greenlandicus            | Camptocythere scrobiculataformis |                                 | Camptocythere scrobiculataformis | Camptocythere scrobiculataformis | ?                              | Camptocythere scrobiculataformis |                                 |                           |
|                 |               | A. arcticus                   |                                  |                                 |                                  |                                  |                                |                                  |                                 |                           |
| Байос           | Верхний       | C. carlsbergensis             | Camptocythere arangastachiensis  | Camptocythere arangastachiensis | Camptocythere arangastachiensis  | Camptocythere arangastachiensis  | ?                              | Camptocythere arangastachiensis  | Camptocythere arangastachiensis | ?                         |
|                 |               | C. gracilis                   |                                  |                                 |                                  |                                  |                                |                                  |                                 |                           |
|                 |               | B. borealis                   |                                  |                                 |                                  |                                  |                                |                                  |                                 |                           |
|                 | Нижний        | Normanites                    | Camptocythere spinulosa          | Camptocythere spinulosa         | Camptocythere spinulosa          | Camptocythere spinulosa          |                                | Camptocythere spinulosa          | Camptocythere spinulosa         |                           |
|                 | T. fastigatus |                               |                                  |                                 |                                  |                                  |                                |                                  |                                 |                           |
| Аален           | Верхний       | Tugurites whiteavesi          | Camptocythere praespinulosa      | Camptocythere praespinulosa     | Camptocythere praespinulosa      | Camptocythere praespinulosa      | Camptocythere nordvikensis     | Camptocythere nordvikensis       | Camptocythere nordvikensis      |                           |
|                 | Нижний        | Pseudolioceras maclintocki    | Camptocythere ex gr. foveolata   | Camptocythere ex gr. foveolata  |                                  | ?                                | Camptocythere ex gr. foveolata | Camptocythere ex gr. foveolata   |                                 |                           |
| Тоар            | Верхний       | Pseudolioceras falcodiscus    | Camptocythere aff. occalata      | Camptocythere aff. occalata     |                                  |                                  | Camptocythere aff. occalata    | Camptocythere aff. occalata      |                                 |                           |
|                 |               | Pseudolioceras wurttenbergeri |                                  |                                 |                                  |                                  |                                |                                  |                                 |                           |
|                 |               | P. compactile                 | Camptocythere occalata           | Camptocythere occalata          | Camptocythere occalata           | Camptocythere occalata           | Camptocythere occalata         |                                  | Camptocythere occalata          |                           |
|                 | Нижний        | Zugodactylites braunianus     |                                  |                                 |                                  |                                  |                                |                                  |                                 |                           |
|                 |               | Dactylioceras athleticum      | Camptocythere mandelstami        | C. mandelstami                  | Camptocythere mandelstami        | Camptocythere mandelstami        | Camptocythere mandelstami      |                                  | Camptocythere mandelstami       | Camptocythere mandelstami |
|                 |               | H. falcifer                   | Trachycythere verrucosa          | Trachycythere verrucosa         |                                  |                                  |                                |                                  |                                 |                           |
|                 | T. propinquum |                               | ?                                | ?                               | ?                                | ?                                |                                |                                  |                                 |                           |
| Плинсбах        | Верхний       | Amaltheus viligaensis         | Nanacythere costata              | Nanacythere costata             | Nanacythere costata              | Nanacythere costata              | Nanacythere costata            | Nanacythere costata              | Ogmoconcha longula              | Ogmoconcha longula        |
|                 |               | Amaltheus margaritatus        |                                  |                                 |                                  |                                  |                                |                                  |                                 |                           |
|                 |               | Amaltheus stocesi             |                                  |                                 |                                  |                                  |                                |                                  |                                 |                           |
| Нижний          |               | Ogmoconcha longula            |                                  |                                 |                                  |                                  |                                |                                  |                                 |                           |
| Геттанг-Синемюр | Верхний       |                               |                                  |                                 |                                  |                                  |                                |                                  |                                 | ?                         |
|                 | Нижний        |                               |                                  |                                 |                                  |                                  |                                |                                  |                                 |                           |
|                 | Верхний       |                               |                                  |                                 |                                  |                                  |                                |                                  |                                 |                           |
|                 | Нижний        | P. planorbis                  | Ogmoconcha buurensis             |                                 |                                  | O. buurensis                     |                                |                                  |                                 |                           |

В нижней части о-зоны *Camptocythere mandelstami* в Сибири выделяются слои с *Trachycythere verrucosa*. В тоарских отложениях Англии (Bate, Coleman, 1975) в о-зоне *Kinkelinella (Kinkelinella) sermoiensis* и *K. (K.) intrepida* стратиграфическое распространение *Trachycythere verrucosa* и *Kinkelinella (Kinkelinella) sermoiensis* отвечает а-зонам? *Dactylioceras tenuicostatum*, *Harporceras falcifer* и низам *Dactylioceras commune* (табл. 3). В остракодовой зоне *Cytheropteron gwashense* и *Trachycythere verrucosa* нижнего тоара ФРГ (Riegraf, 1985) стратиграфический диапазон указанных видов отвечает части а-зоны *Harporceras falcifer*. Вероятно, слои с *Trachycythere verrucosa* присутствуют в основании тоара Канадского арктического архипелага (устное сообщение д-ра J.H. Wall). В Португалии и Канаде (район Гранд-Банкс) в о-зоне *Bairdiacypris sp.* стратиграфическое распространение *Kinkelinella sermoiensis* отвечает а-зонам *Harporceras falcifer* и низам *Hildoceras bifrons* (Exton, Gradstein, 1984). Таким образом, северосибирские слои с *Trachycythere verrucosa* соответствуют верхней части о-зоны *Kinkelinella (Kinkelinella) sermoiensis* и *K. (K.) intrepida* (Англия), объемлют о-зону *Cytheropteron gwashense* и *Trachycythere verrucosa* (ФРГ) и отвечают нижней части о-зоны *Bairdiacypris sp.* (Португалия и Канада, Гранд-Банкс), что в аммонитовой шкале по объему условно отвечает а-зоне *Harporceras falcifer* и, вероятно, низам *Dactylioceras commune*. Зона *Camptocythere mandelstami*, таким образом, соответствует верхней час-

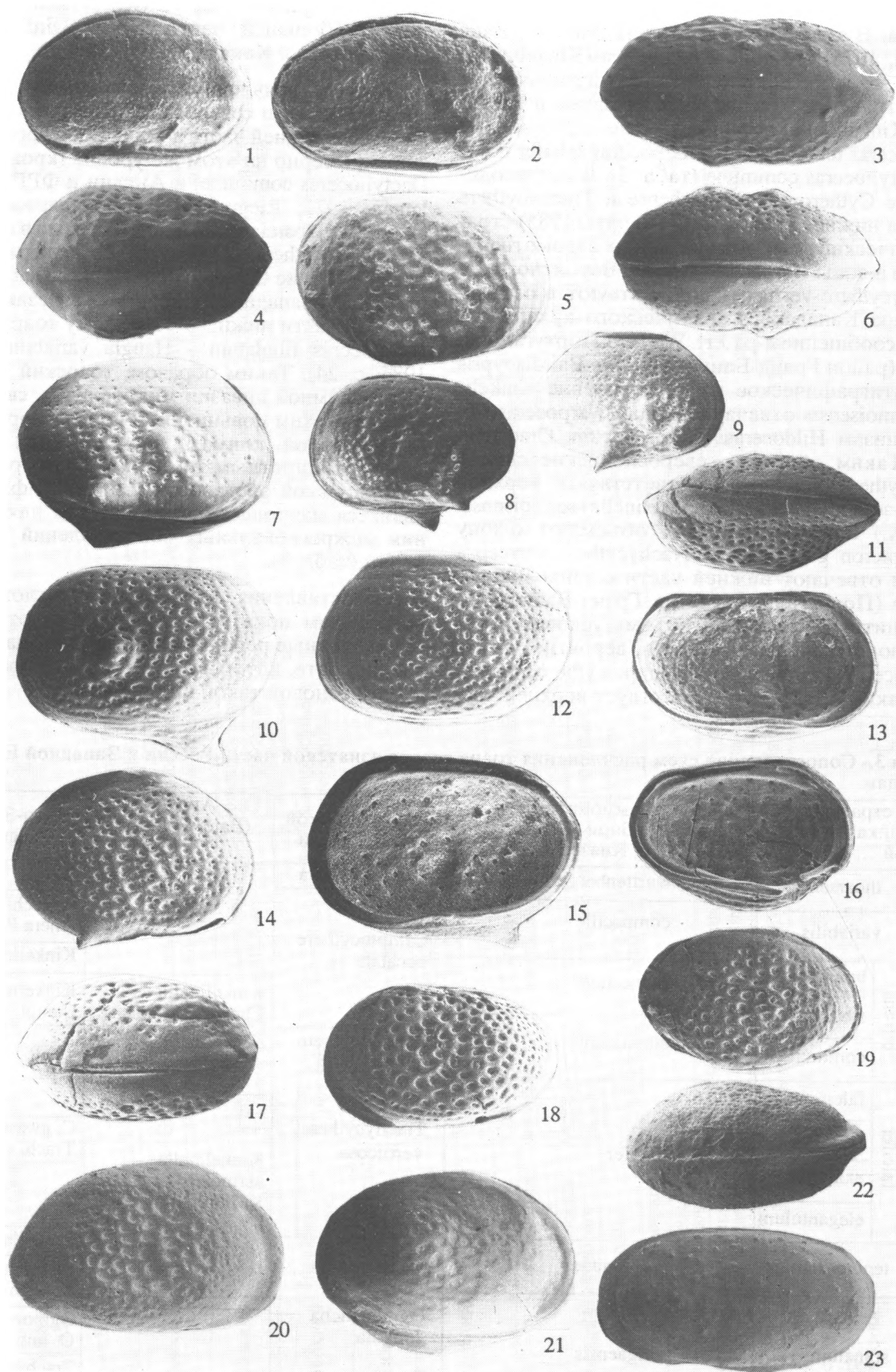
ти зоны *Kinkelinella (Kinkelinella) sermoiensis* и *K. (K.) intrepida* и зоне *K. (K.) persica* (Англия) и нижней большей части зоны *Bairdiacypris sp.* (Португалия и Канада, Гранд-Банкс).

Уровень появления *Camptocythere (C.) occalata* зафиксирован в северосибирских разрезах аммонитами в верхней части а-зоны *Dactylioceras athleticum*, примерно на этом же уровне (кровля а-зоны *Dactylioceras commune*) в Англии и ФРГ (Bate, Coleman, 1975; Riegraf, 1985) появляется *Camptocythere (C.) toarciana* помещаемая нами в синонимичку *Camptocythere (C.) occalata*. Стратиграфическое распределение *Camptocythere (C.) occalata* (= *C. (C.) toarciana*) в западноевропейских разрезах отвечает верхней части нижнего - верхнему тоару, а-зонам *Peronoceras fibulatum* - *Naugia variabilis* (Riegraf, 1985, с. 24). Таким образом, тоарский уровень в силу взаимной инвазии микрофауны, связанной с эвстатическим повышением уровня моря в тоаре, перестройкой климата, по-видимому, незначительным широтным температурным градиентом, нивелировкой обстановок и другими факторами, является наиболее благоприятным для проведения межрегиональных сопоставлений по остракодам (табл. 3).

Сопоставления среднеюрских отложений по остракодам пока затруднены, хотя отмечаются определенные реперные уровни, как, например, в аалене, бате, которые могли бы послужить в будущем основой такой корреляции.

Таблица 3. Сопоставление схем расчленения тоара севера азиатской части России и Западной Европы по остракодам

| Общая стратиграфическая шкала (Фанерозой..., 1984) |            | Зоны по аммонитам для севера Сибири (Стратиграфия..., 1976; Князев и др., 1991) |                           | Север азиатской части России   | Англия (Bate, Coleman, 1975)   | Юго-Запад ФРГ (Riegraf, 1985)           |   |
|--|------------|---|---------------------------|--------------------------------|--|---|---|
| Верхний тоар                                       | thoarsense | wurttenbergeri  |                           | <i>C. aff. occalata</i>        | ?  | ?                                       |   |
|  | variabilis | compactile  |                           | <i>Camptocythere occalata</i>  |  | <i>Praeschuleridea tenera P. aspera</i> |   |
| Нижний тоар  | bifrons    | braunianus  | monestieri                |                                |  | <i>Camptocythere mandelstami</i>        | <i>Kinkelinella debilis, Campt. toarciana</i> |
|  |            | fibulatum   | athleticum                | <i>Kinkelinella persica</i>    | ?  |   |   |
|  |            | commune   |                           |                                |  |   |   |
|  | falcifer   | falcifer  | falcifer                  | <i>Trachycythere verrucosa</i> | <i>Kinkelinella sermoiensis, K. intrepida</i>  | <i>C. gwashense, Trach. verrucosa</i>   |   |
|  |            | elegans   |                           |                                |  | ?                                       |   |
|  |            | exaratum  |                           |                                |  | <i>Kinkelinella knitteri</i>            |   |
|  |            | elegantulum   |                           |                                |  |   |   |
| tenuicostatum                                      | propinquum |   | <i>Ogmoconcha longula</i> | ?                              | <i>M. michelseni</i><br><i>K. champeauae</i>   |   |   |
| Верхний плинсбах                                   | spinatum   | viligaensis   |                           |                                | <i>Ogmoconcha ambo, O. impressa</i><br><i>Trachycythere tubulosa seratina, O. cincta</i> |   |   |



ОПИСАНИЕ ВИДОВ-ИНДЕКСОВ

Подотряд *Podocorina* Sars, 1866

Семейство *Progonocytheridae* Sylvester-Bradley, 1948

Род *Camptocythere* Triebel, 1950

*Camptocythere*: Triebel, 1950; Лев, 1958; Основы палеонтологии..., 1960; Treatise..., 1961.

*Aparchitocythere*: Swain, Peterson, 1952; Основы палеонтологии..., 1960; Treatise..., 1961.

Типовой вид: *Camptocythere* praesox Triebel, 1950; нижний аален ФРГ.

**Замечания.** При изучении среднеюрских *Camptocythere* севера Сибири удалось установить две хорошо различающихся между собой группы видов: *Camptocythere spinulosa* и *C. occalata*, которые автор относит к двум под родам *Anabarcocythere* и собственно *Camptocythere* соответственно.

Род *Aparchitocythere* Swain and Peterson, 1952, по-видимому, является младшим синонимом рода *Camptocythere* Triebel, 1950, так как имеет идентичные замочные структуры, форму, расположение и количество мускульных отпечатков и близкую по очертаниям и морфологии форму раковины.

**Геологический возраст и географическое распространение:** тоар, средняя юра севера России, Западной Европы, Северной Америки.

Подрод *Camptocythere* Triebel, 1950

*Camptocythere (Camptocythere) occalata* Gerke et Lev, 1958

Табл. 1, фиг. 20 - 22

*Camptocythere mandelstami* var. *occalata* Gerke et Lev: Лев, 1958, с. 42, табл. 6, фиг. 4.

*Camptocythere toarciana* Bate et Coleman: Bate and Coleman, 1975, с. 8, табл. 2, фиг. 1 - 11; Riegraf, 1985, с. 84, табл. 4, фиг. 5, 6.

**Геологический возраст и географическое распространение.** Верхняя половина нижнего тоара - нижняя часть верхнего тоара, верхи а-зоны *Dactylioceras athleticum* - а-зона *Pseudolioceras wurttembergeri*, верхняя часть д-зоны *Dactyomya inflata*. *Tancredia bicarinata* - низы д-зоны *Arctotis marchaensis*, нижняя часть ф-зоны *Astacolus praefoliaceus*, *Lenticulina multa*, слои с *Camptocythere occalata*, север России; а-зона *Peronoceras fibulatum* по а-зону *Naugia variabilis*, Западная Европа.

*Camptocythere (Camptocythere) scrobiculataformis* sp. nov.

Табл. 1, фиг. 16 - 19

Название вида *scrobiculataformis* - подобный виду *scrobiculata*.

**Голотип.** № 1067/16, ОИГГИМ СО РАН, п-ов Юрюнг-Тумус, обн. 19, сл. 9, обр. 2; нижний бат, а-зона *Arctoccephalites aff. greenlandicus*, д-зона *Retrocerasmus polaris*, слои с *Camptocythere scrobiculataformis*.

**Материал.** Около 10 экземпляров различной сохранности.

**Диагноз.** Раковины округло-субпрямоугольной формы, с слабовыпуклым спинным краем. Передний край обычно выше, чем задний. Поверхность створок покрыта грубой ячеистой скульптурой.

**Описание.** Раковина средних размеров, в очертании округло-прямоугольная, равномерно выпуклая. Спинной край слабовыпуклый. Переход к переднему краю округло-плавный, к заднему - плавный, иногда уступообразный. Брюшной край

Объяснения к фототаблице

Ранне- и среднеюрские остракоды севера Сибири.

1, 2 - *Ogmocochla buurensis* sp. nov.: 1 - голотип № 1067/1, р. Буур, обн. 28, пачка 3, обр. 54, геттанг ? нижний синемюр, слои с *subolifex*, ×50. 2 - № 1067/2, р. Буур, обн. 35, пачка 2, обр. 135, геттанг, а-зона *planorbis*, ×55.

3 - 5 - *Camptocythere (Anabarcocythere) praespinulosa* sp. nov.: 3 - № 1048/13, Восточный Таймыр (м. Цветкова), обн. 5, сл. 24, обр. 2, верхний аален, д-зона *jurensis*, ×73. 4 - № 1048/14, там же, то же, × 67. 5 - голотип № 1048/12, там же, то же, ×67.

6 - 9 - *Camptocythere (Anabarcocythere) spinulosa* (Шарапова, 1940): 6 - № 1067/3, западный берег Анабарской губы, обн. 10, сл. 3, обр. 1, нижний байос, д-зона *clinatus*, ×72. 7 - № 1067/4, там же, то же, ×72. 8 - № 1067/5, там же, сл. 2, обр. 2, то же, ×50. 9 - № 1067/6, п-ов Юрюнг-Тумус, обн. 20, сл. 1, обр. 3, нижний байос, д-зона *clinatus*, ×47.

10 - *Camptocythere (Anabarcocythere) praearangastachiensis* sp. nov. голотип № 1067/7, западный берег Анабарской губы, обн. 10, сл. 7, обр. 3, нижний байос, д-зона *clinatus*, ×72.

11 - 15 - *Camptocythere (Anabarcocythere) arangastachiensis* sp. nov.: 11 - № 1067/8, п-ов Юрюнг-Тумус, обн. 17, сл. 3, обр. 2, верхний байос, а-зона *borealis*, ×83. 12 - № 1067/9, там же, сл. 2, обр. 2, то же, ×72. 13 - № 1067/10, там же, то же, ×65.

14 - голотип № 1067/11, там же, то же, ×72. 15 - № 1067/12, р. Анабар, обн. 6, сл. 22, обр. 2, верхний байос, д-зона *retroscus*, ×83.

16 - 19 - *Camptocythere (Camptocythere) scrobiculataformis* sp. nov.: 16 - № 1067/13, п-ов Юрюнг-Тумус, обн. 19, сл. 8, обр. 2, нижний бат, а-зона *arcticus*, ×55. 17 - № 1067/14, там же, обн. 17, сл. 8, обр. 2, то же, ×60. 18 - № 1067/15, там же, обн. 19, сл. 8, обр. 1, а-зона *jugatus*, ×88. 19 - голотип № 1067/16, там же, сл. 9, обр. 2, а-зона *aff. greenlandicus*, ×60.

20 - 22 - *Camptocythere (Camptocythere) occalata* Gerke et Lev, 1958: 20 - № 1048/5, Восточный Таймыр (м. Цветкова), обн. 7, сл. 1, обр. 2, нижний тоар, а-зона *athleticum*, ×47. 21 - № 1067/17, там же, обн. 5, сл. 3, обр. 2, верхний тоар, д-зона *marchaensis*, ×50. 22 - № 1067/18, р. Вилюй, обн. 18, сл. 12, нижний тоар, а-зона *athleticum*, ×66.

23 - *Camptocythere (Camptocythere) mandelstami* Gerke et Lev, 1958. № 1048/3, Восточный Таймыр (м. Цветкова), обн. 7, сл. 7, обр. 2, китербютский горизонт, нижний тоар, ф-зона *lobus*, *kisselmani*, ×40.

Коллекции хранятся в музее ОИГГИМ СО РАН в г. Новосибирске под № 1048, 1067.

прямой, иногда слабовыпуклый и постепенно переходит в передний и задний края. Передний и задний края в очертании округлые. Вдоль переднего края находится слабо развитая узкая порово-канальная зона. Левая створка несколько крупнее правой и слегка перекрывает ее вдоль спинного края. На брюшной стороне заметны хорошо развитые продольные ребра. Поверхность створок покрыта хорошо развитой ямчато-ячеистой скульптурой.

Размеры, мм:

|                      | Д           | В           | Т           | Д/В         |
|----------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Голотип<br>№ 1067/16 | 0.62        | 0.40        | 0.40        | 1.55        |
| Пределы<br>изменения | 0.43 - 0.71 | 0.27 - 0.42 | 0.25 - 0.41 | 1.50 - 1.69 |

(Д – длина, В – высота, Т – толщина раковины.)

**Сравнение.** От *C. (C.) ossalata* отличается сильно выраженной ямчато-ячеистой скульптурой, плохо развитой порово-канальной зоной, равномерно выпуклой раковиной.

**Геологический возраст и географическое распространение.** Нижний бат, а-зона *Oxycerites jugatus* - нижняя часть а-зоны *Arctoceraphites aff. greenlandicus*, верхи д-зоны *Retroceramus retrorsus* - нижняя половина д-зоны *R. polaris*, нижняя часть ф-зоны *Globulina praescircumphlua*, слои с *Camptocythere scrobiculataformis*, север Сибири, север европейской части России.

#### *Подрод Anabarocythere subgen. nov.*

**Типовой вид:** *Camptocythere spinulosa* (Шарапова, 1940); нижний байос, север Сибири.

**Диагноз.** Раковины средних размеров, в очертании округло-субпрямоугольные, округло-субтрапезиевидные. На середине створок, чуть ближе к переднему краю, отмечается в различной степени развитый округлый бугорок. На боковых сторонах створок, в заднебрюшной области, ближе к заднему краю, на каждой створке располагается валик или шип, направленный к заднему краю. Поверхность створок покрыта ямчато-ячеистой скульптурой. Строение замка, форма, количество и расположение мускульных отпечатков – как и у всех *Camptocythere*.

**Сравнение.** От подрода *Camptocythere* Triebel, 1950 отличается наличием бугорка на боковых сторонах створок и валиков или шипов, расположенных в заднебрюшной области раковины.

**Видовой состав:** *Camptocythere (Anabarocythere) spinulosa*, *C. (A.) praespinulosa*, *C. (A.) praearangastachiensis*, *C. (A.) arangastachiensis*.

**Геологический возраст и географическое распространение:** средняя юра, север России.

#### *Camptocythere (Anabarocythere) praespinulosa* *sp. nov.*

Табл. 1, фиг. 3 - 5

Название вида *praespinulosa*, предшествующий виду *spinulosa*.

**Голотип.** №1048/12, ОИГГиМ СО РАН, м. Цветкова, обн. 15, сл. 24, обр. 2; верхний аален, а-зона *Tugurites fastigatus*, д-зона *Retroceramus jugensis*, слои с *Camptocythere praespinulosa*.

**Материал.** Несколько десятков раковин различной сохранности.

**Диагноз.** Раковина округло-субпрямоугольная в очертании, на середине створок, чуть ближе к переднему краю, наблюдается в различной степени развитый округлый бугорок. На боковых сторонах створок в заднебрюшной области, в местах максимальной выпуклости, ближе к заднему краю, на каждой створке располагается валик, направленный к заднему краю. Поверхность створок покрыта ямчато-ячеистой скульптурой.

**Описание.** Раковина в очертании округло-прямоугольная, с небольшой поперечной депрессией в центральной части, протягивающейся от спинного края до середины створок. Створки выпуклые, наибольшая выпуклость приурочена к задней части раковины. Спинной край прямой или слабовыпуклый. Переход к переднему и заднему краям плавный. Брюшной край слабовыпуклый, постепенно переходит в передний и задний края. Передний и задний края в очертании округлые, равные друг другу по высоте. Вдоль переднего края развита узкая порово-канальная зона. Левая створка несколько крупнее правой и перекрывает ее по спинному краю в верхней части переднего и заднего краев. На середине створок, чуть ближе к переднему краю, наблюдается небольшой округлый бугорок. На боковых сторонах створок в заднебрюшной области, в местах максимальной выпуклости, ближе к заднему краю, на каждой створке расположен небольшой вытянутый в направлении заднего края валик. Поверхность створок покрыта ямчато-ячеистой скульптурой. На брюшной стороне заметны небольшие продольные ребрышки.

Размеры, мм:

|                      | Д           | В           | Т           | Д/В         |
|----------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Голотип<br>№ 1048/12 | 0.63        | 0.47        | 0.40        | 1.34        |
| Пределы<br>изменения | 0.42 - 0.67 | 0.22 - 0.50 | 0.24 - 0.40 | 1.30 - 1.87 |

**Изменчивость.** Проявлена в разной степени выраженности ямчато-ячеистой скульптуры, бугорка в центральной части створок.

**Сравнение.** Описываемый вид сходен с *C. (A.) spinulosa* (Шарапова, 1940, с. 126, табл. 1, фиг. 6) из байоса севера Сибири; отличается округло-четырехугольной формой раковины, равными по высоте передним и задним краям, а также менее развитым бугорком в центральной части створок и наличием валиков в заднебрюшной области.



**Геологический возраст и географическое распространение.** Верхний аален - низы нижнего байоса, д-зона *Retroceramus jurensis* - нижняя часть д-зоны *R. lucifer*; ф-зона *Lenticulina nordvikensis* - низы ф-зоны *Ammodiscus arangastachiensis*; слои с *Camptocythere praespinulosa*; север Сибири.

*Camptocythere (Anabarocythere) praearangastachiensis sp. nov.*

Табл. 1, фиг. 10

Название вида *praearangastachiensis* предшествующий виду *arangastachiensis*.

**Голотип.** № 1067/7, ОИГГиМ СО РАН, западный берег Анабарской губы, обн. 10, сл. 7, обр. 3; нижний байос, верхняя часть д-зоны *Retroceramus clinatus*, слои с *Camptocythere praearangastachiensis*.

**Материал.** Несколько десятков раковин различной сохранности.

**Диагноз.** Раковина в очертании округло-субпрямоугольная, в заднебрюшной области на боковых сторонах створок, на правой створке, отмечается хорошо развитый шип, а на левой – валик, направленный к заднему краю. В средней части левой створки, ближе к переднему краю, находится хорошо развитый бугорок; на правой створке бугорок развит гораздо слабее. Поверхность створок покрыта ямчато-ячеистой скульптурой.

**Описание.** Раковина средних размеров, в очертании округло-прямоугольная, с наибольшей выпуклостью в заднебрюшной части. Спинной край прямой. Переход к переднему и заднему краям плавный, округлый. Брюшной край прямой, параллельный спинному, иногда слабовыпуклый; постепенно переходит в передний и задний края. Передний и задний края в очертании округлые, примерно равные друг другу по высоте. Вдоль переднего края находится слаборазвитая узкая порово-канальная зона. Левая створка несколько крупнее правой и имеет в средней части, ближе к переднему краю, хорошо развитый округлый бугорок; на правой створке бугорок развит гораздо слабее. На боковых сторонах створок в заднебрюшной области, в местах наибольшей выпуклости, ближе к заднему краю, на правой створке расположен хорошо развитый шип, а на левой – вытянутый в направлении заднего края валик. На брюшной стороне заметны хорошо развитые продольные ребрышки. Поверхность створок покрыта хорошо развитой ямчато-ячеистой скульптурой.

Размеры, мм:

|                   | Д           | В           | Т           | Д/В         |
|-------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Голотип № 1067/7  | 0.61        | 0.40        | 0.33        | 1.52        |
| Пределы изменения | 0.41 - 0.68 | 0.30 - 0.42 | 0.27 - 0.36 | 1.37 - 1.61 |

**Изменчивость.** Проявлена в разной степени выраженности бугорка на правой створке.

**Сравнение.** Вид несет черты как *C. (A.) spinulosa*, так и *C. (A.) arangastachiensis*, занимая между ними промежуточное положение. Отличается от первого отсутствием шипа на левой створке и слаборазвитым бугорком на правой; от *C. (A.) arangastachiensis* отличается присутствием развитых бугорков в средней части створок.

**Геологический возраст и географическое распространение.** Верхняя половина нижнего байоса, верхи д-зоны *Retroceramus clinatus*, верхняя часть ф-зоны *Globulina oolithica*, *Lingulonodosaria nobilissima*, слои с *Camptocythere praearangastachiensis*, север Сибири.

*Camptocythere (Anabarocythere) arangastachiensis sp. nov.*

Табл. 1, фиг. 11 - 15

Название вида *arangastachiensis* от руч. Арангастах на п-ове Юрюнг-Тумус.

**Голотип.** № 1067/11, ОИГГиМ СО РАН, п-ов Юрюнг-Тумус, обн. 17, сл. 2, обр. 2; верхний байос, а-зона *Boreicephalites borealis*, о-зона *Camptocythere arangastachiensis*.

**Материал.** Около 30 экземпляров различной сохранности.

**Диагноз.** Раковина в очертании округло-субпрямоугольная, в заднебрюшной области, на боковых сторонах створок, на правой створке находится шип, а на левой – валик, направленный к заднему краю. Поверхность створок покрыта ямчато-ячеистой скульптурой.

**Описание.** Раковина средних размеров, в очертании округло-прямоугольная до округло-субтрапецевидной, равномерно выпуклая. Спинной край прямой, иногда слабовыпуклый. Переход к переднему и заднему краям плавный. Брюшной край слабовыпуклый и постепенно переходит в передний и задний края. Передний и задний края в очертании округлые. Вдоль переднего края находится в различной степени развитая узкая порово-канальная зона. Левая створка несколько крупнее правой и иногда имеет в средней части, ближе к переднему краю, слаборазвитый округлый бугорок. На боковых сторонах створок в заднебрюшной области, в местах наибольшей выпуклости, ближе к заднему краю, на правой створке расположен шипик, а на левой – небольшой вытянутый в направлении заднего края валик. На брюшной стороне заметны небольшие продольные ребрышки. Поверхность створок покрыта хорошо развитой ямчато-ячеистой скульптурой.

Размеры, мм:

|                   | Д    | В    | Т    | Д/В  |
|-------------------|------|------|------|------|
| Голотип № 1067/11 | 0.56 | 0.38 | 0.30 | 1.47 |

Пределы изменения 0.38 - 0.70 0.25 - 0.41 0.22 - 0.35 1.45 - 1.70

**Изменчивость.** Меняется форма раковины от округло-субпрямоугольной до округло-субтрапецевидной, что, возможно, связано с диморфизмом.

**Сравнение.** От *S. (A.) praespinulosa* отличается хорошо развитым шипом на правой створке и отсутствием бугорков в средней части створок.

**Геологический возраст и географическое распространение.** Верхняя часть нижнего байоса - низы нижнего бата, верхи а-зоны *Normanites* - ниже а-зоны *Oxycerites jugatus*, верхи д-зоны *Retroceramus clinatus* - нижняя половина д-зоны *R. retrorsus*, верхи ф-зоны *Globulina oolithica*, *Lingulonodaria nobilissima* - низы ф-зоны *Globulina praecircumphlua*, о-зоны *Camptocythere arangastachiensis*, север Сибири, север европейской части России.

*Подотряд Metacopina Sylvester-Bradley, 1961*

*Семейство Healdiacea Harlton, 1933*

*Род Ogmococha Triebel, 1941*

*Ogmococha buurensis sp. nov.*

Табл. 1, фиг. 1, 2

Название вида *buurensis* от р. Буур на северо-востоке Сибири.

**Голотип.** № 1067/1, ОИГГиМ СО РАН, р. Буур, обн. 28, пачка 3, обр. 54; геттанг, ? нижний синемюр, нижняя часть д-зоны *Meleagrinea subolifex*, слои с *Ogmococha buurensis*.

**Материал.** Несколько раковин хорошей сохранности.

**Диагноз.** Раковина в очертании неправильно-овальная, бобовидная. Поверхность створок покрыта слабовыраженной ямчатой скульптурой.

**Описание.** Раковина средних размеров, в очертании неправильно-овальная до бобовидной, с наибольшей выпуклостью в средней части. Спинной край выпуклый, с изгибом посередине или чуть ближе к переднему краю. Переход к переднему и заднему краям плавный, широкоокруглый. Брюшной край на левой створке прямой, на правой слабоогнутый и плавно переходит в передний и задний края. Передний край широкий, дугообразно изогнутый; задний край уже переднего, притупленный. Левая створка крупнее правой и перекрывает ее вдоль спинного и брюшного краев. Поверхность створок покрыта слабовыраженной ямчатой скульптурой.

Размеры, мм:

|                      | Д           | В           | Т           | Д/В         |
|----------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Голотип<br>№ 1067/1  | 0.76        | 0.54        | 0.40        | 1.41        |
| Пределы<br>изменения | 0.58 - 0.76 | 0.45 - 0.54 | 0.35 - 0.40 | 1.29 - 1.41 |

**Изменчивость** проявлена в различной степени перекрывания створок и в различной степени выраженности ямчатой скульптуры.

**Сравнение.** От всех известных *Ogmococha* отличается наличием ямчатой скульптуры на створках.

**Геологический возраст и географическое распространение.** Геттанг, а-зона *Psiloceras planorbis*, нижняя часть слоев с *Meleagrinea subolifex*, нижняя часть ф-зоны *Trochammina aff. sablei*, слои с *Ogmococha buurensis*, север Сибири.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 93-05-8508. Автор считает приятным долгом выразить искреннюю признательность Б.Н. Шурыгину, В.А. Захарову за консультации и помощь при написании статьи, а также А.М. Казакову и В.В. Сапьянику, позволившим просмотреть и изучить коллекции юрских остракод, хранящиеся в СНИИГГиМС.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Герке А.А. О составе и распределении микрофауны в мезозойских отложениях Енисейско-Ленского края // К биостратиграфии верхнепалеозойских и мезозойских отложений Енисейско-Ленского края. Л.: Водтрансиздат, 1953. С. 3 - 108.

Дегис А.А. Тоарские аммониты (*Hildoceratidae*) севера Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 107 с.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1978. 157 с.

Кирина Т.И. Стратиграфия нижнеюрских отложений западной части Вилюйской синеклизы // Геология и нефтегазоносность западной Якутии. Л.: Недра, 1966. С. 18 - 71.

Кирина Т.И. О пограничных слоях нижней и средней юры в Вилюйской синеклизы и прилегающей части Приверхоанского прогиба // Биостратиграфия отложений мезозоя нефтегазоносных областей СССР. Л.: ВНИГРИ, 1976. С. 42 - 71.

Князев В.Г. Граница нижней и средней юры на востоке Сибирской платформы // Новые данные по стратиграфии и палеонтологии нефтегазоносных бассейнов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. С. 85 - 97.

Князев В.Г. Тоарские *Naugoseratinae* севера азиатской части СССР // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 37 - 46.

Князев В.Г., Девятов В.П., Кисельман Э.Н., Шурыгин Б.Н. Основные разрезы морской юры Вилюйской гемисинеклизы // Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 29 - 43.

Князев В.Г., Девятов В.П., Шурыгин Б.Н. Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 220 с.

Лев О.М. Нижнеюрские остракоды Нордвикского и Лено-Оленекского районов // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Л.: НИИГА, 1958. Вып. 12. С. 23 - 49.



- Лев О.М.* Микрофауна ниже- и среднеюрских отложений Лено-Оленекского района // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Л.: НИИГА, 1961. Вып. 26. С. 35 - 71.
- Лев О.М.* Комплексы остракод из юрских отложений Анабарского района // Уч. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. Л.: НИИГА, 1966. Вып. 15. С. 25 - 41.
- Лев О.М., Кравец В.С.* Юрские остракоды Тимано-Печорского региона и их стратиграфическое значение // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1982. С. 65 - 75.
- Левчук М.А.* Литология и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба. Новосибирск: Наука, 1985. 164 с.
- Меледина С.В.* Зональная схема "бореального бата" - нижнего келловеев Сибири // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 125 - 154.
- Меледина С.В., Нальняева Т.И., Шурыгин Б.Н.* Юра Енисей-Хатангского прогиба. Нордвикская зона, типовой разрез. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. 127 с.
- Никитенко Б.Л.* Микрофауна и стратиграфия нижней и средней юры севера Средней Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 17 с.
- Никитенко Б.Л.* Зональная шкала нижней и средней юры на севере Сибири по фораминиферам // Геология и геофизика. 1992. № 8. С. 3 - 16.
- Основы палеонтологии: Членистоногие. Трилобитообразные и ракообразные. М.: Гостехгеоиздат, 1960. 515 с.
- Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. 215 с.
- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1981. 91 с.
- Степанов Д.Л., Месежников М.С.* Общая стратиграфия. Л.: Недра, 1979. 423 с.
- Стратиграфия юрской системы севера СССР. М.: Наука, 1976. 436 с.
- Фанерозой Сибири. Т. 2. Мезозой, кайнозой. Новосибирск: Наука, 1984. 149 с.
- Хэллем А.* Юрский период. М.: Недра, 1978. 271 с.
- Шарапова Е.Г.* Остракоды батского яруса полуострова Нордвик (Юрюнг-Тумус) // Сборник статей молодых научных работников: Тр. ИГРИ. Новая серия, вып. 10. Л.: Госгеоиздат, 1940. С. 120 - 130.
- Шурыгин Б.Н.* Свитная разбивка ниже- и среднеюрских отложений в Анабаро-Хатангском районе // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 19 - 46.
- Шурыгин Б.Н.* Зональная шкала нижней и средней юры севера Сибири по двустворкам. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 33 с.
- Шурыгин Б.Н.* Зональная шкала нижней юры и аалена на севере Сибири по двустворкам // Геология и геофизика. 1987а. № 6. С. 3 - 11.
- Шурыгин Б.Н.* Стратиграфический объем и положение в шкале нижней и средней юры севера Сибири зон по двустворкам // Геология и геофизика. 1987б. № 11. С. 12 - 19.
- Шурыгин Б.Н.* Проблемы создания зональных шкал юры на севере Сибири по двустворкам // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 74 - 82.
- Шурыгин Б.Н., Левчук М.А.* Нижне-среднеюрские отложения мыса Цветкова (Восточный Таймыр) // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского седиментационного бассейна. М.: Наука, 1982. С. 118 - 142.
- Bate R.H.* Some Bathonian Ostracoda of England with a revision of the Jones 1884 and Jones and Sherborn 1888 Collections. London, 1966. 437 p.
- Bate R.H., Coleman B.E.* Upper Lias Ostracoda from Rutland and Huntingdonshire // Bull. Geol. Surv. of Great Britain. 1975. № 55. P. 1 - 41.
- Exton J., Gradstein F.M.* Early Jurassic Stratigraphy and Micropaleontology of the Grand Banks and Portugal // Jurassic - Cretaceous biochronology and Paleogeography of North America. Geol. Assoc. Canada. 1984. P. 13 - 31.
- Grundel J.* Zur Gattung Healdia (Ostracoda) und zur einigen verwandten Formen aus dem unteren Jura // Geologie. 1964. № 4. S. 456 - 477.
- Knitter H.* Ostracod biostratigraphy of the Upper Toarcian in southern Germany // International symposium on Jurassic stratigraphy. Copenhagen, 1984. V. 1. P. 251 - 259.
- Lord A.* Revision of some Lower Lias Ostracoda from Yorkshire // Paleontology. 1971. № 14. P. 642 - 666.
- Michelsen O.* Lower Jurassic biostratigraphy and ostracods of the Danish Embayment // Danm. geol. Unders. Copenhagen, 1975. 287 p.
- Nikitenko B.L., Shurygin B.N.* Lower Toarcian black shales and Pliensbachian - Toarcian crisis of the biota of Siberian paleoseas // ICAM, Abst., Anchorage, 1992. P. 56.
- Riegraf W.* Microfauna, Biostratigraphie und Fazies im unteren toarcium Subwestdeutschlands und Fergleiche mit benachbarten gebieten. Tubingen, 1985. 232 S.
- Sivhed V.* Lower Jurassic Ostracodes and stratigraphy of Western Skane, Southern Sweden. Uppsala, 1980. 118 p.
- Swain F.M., Peterson J.A.* Ostracoda from the upper Part of the Sundance formation at the type of South Dakota, Wyoming, and southern Montana // U.S. Geol. Surv. Prof. paper 243-A. 1952. P. 1 - 18.
- Treatise on Invertebrate Paleontology. Part Q. Arthropoda 3. Crustacea. Ostracoda. Univ. of Kansas, 1961. 442 p.
- Triebel E.* Camptocythere, eine neue Ostracoden-Gattung aus dem Dogger Norddeutschlands // Senckenbergiana. Frankfurt a. M., 1950. B. 31. S. 197 - 208.

Рецензент В.А. Захаров, А.Г. Пономаренко

УДК 563.4:551.736.1(571.661)

**ПЕРМСКИЕ РАДИОЛЯРИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ**

© 1994 г. В. С. Вишневская

Институт литосферы РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия

Поступила в редакцию 30.04.93 г.

Описывается новое местонахождение радиолярий нижней перми Северо-Востока России (Корякское нагорье). Все радиолярии были изучены в сканирующем электронном микроскопе. На основе сопоставления с уже известными разновозрастными ассоциациями показано их большее сходство с японскими и североамериканскими, нежели с уральскими комплексами. В честь основателя современной радиоляриевой школы России – Б.Б. Назарова – назван новый вид рода *Spinodeflandrella*.

На территории России пермские радиолярии установлены на Южном Урале, в Приморье и Корякском нагорье (Практическое руководство..., 1988). Южноуральские радиолярии были детально изучены и описаны в отечественной и зарубежной литературе (Kozur, 1981; Kozur, Krahl, 1987; Назаров, Руденко, 1981; Nazarov, Ormiston, 1985; Amon *et al.*, 1990), приморские радиолярии перми монографически описаны Р.С. Руденко (1991). О пермских радиоляриях Корякского нагорья есть только редкие упоминания в отечественных работах (Брагин и др., 1988; Руденко, 1991; Богданов, Вишневская, 1991; Vishnevskaya, 1992). В связи с тем, что именно на пермский период приходится глобальное вымирание палеозойских радиоля-

рий, для биологов и палеонтологов радиолярии этого временного интервала представляют большой интерес. Более того, анализ распространения видов пермских радиолярий в пределах Тихоокеанского кольца свидетельствует о значительном сходстве пермских ассоциаций радиолярий из разнудаленных районов этого региона (Корякии, Приморья, Японии, Новой Зеландии, Аляски). Поэтому описание пермских радиолярий из Корякского нагорья интересно как для целей сравнительного изучения, так и для выявления особенностей их географического распространения. Также они имеют важное стратиграфическое значение при расчленении кремнистых толщ, лишенных ископаемых из других групп фауны (рис. 1).

Материалом для данной статьи послужили результаты изучения комплексов радиолярий, выделенных автором при обработке плавиковой кислотой кремнистых пород, переданных В.Г. Ашурко и А.В. Разумным (Северо-Камчатская геологоразведочная экспедиция ПГО "Камчатгеология"). Все образцы были отобраны из серии скученных тектонических пластин в зоне Хатырского разлома, в верховьях р. Хатырки, на Корякском нагорье. Геологическое строение региона и описание разрезов из этого района приведены в ряде работ (Марков и др., 1982; Руженцев и др., 1982; Григорьев и др., 1987), но интерпретация фактического материала чаще всего отражает противоположные точки зрения. Геологическая карта 1 : 500000 масштаба бассейна р. Пикасьваам подготовлена к изданию В.Г. Ашурко и др. Схематический фрагмент ее, охватывающий верховья рек Пикась и Хатырка, показан на рис. 2. Пермские кремнистые и вулканогенно-кремнистые отложения встречаются в виде тектонических чешуй или блоков в зоне развития серпентинитового меланжа. Размер тектонических пластин или блоков до первых сотен метров. Ранее пермские радиолярии отмечались в двух тектонических блоках. Первый из них расположен в 20 км западнее описываемого местонахождения. Он сложен ленточными серо-зелеными кремнями (75 м), содержащими тело доле-



Рис. 1. Район и местонахождение пермских радиолярий на Северо-Востоке России.

ритов мощностью 4.5 м. Здесь Л.И. Казинцовой (ВСЕГЕИ) в шлифах были установлены радиолярии, напоминающие пермские *Pseudoalbaillella*. Второй блок расположен в 7 км к северо-западу, на левобережье р. Хатырка. Он сложен серыми и бурыми кремнистыми породами, из которых Н.Ю. Брагин (ГИН) определил *Pseudoalbaillella* и формы, напоминающие позднепермских конодонтов (устное сообщение А. Разумного). Наиболее представительный комплекс пермских радиолярий (фототаблица) обнаружен в обнажении 416 на правобережье р. Хатырка (рис. 2). Рассмотрим состав палеозойского радиоляриевого комплекса и обоснуем его возраст на основе сопоставления с близкими комплексами радиолярий других регионов мира, поскольку сопутствующая фауна в этих кремнистых породах отсутствует. Для описываемого комплекса наиболее типичным является присутствие многочисленных билатерально-симметричных радиолярий семейства *Albaillellidae*, которые часто составляют более 50%. Среди последних наиболее разнообразны *Spinodeflandrella*, большинство из которых представлены новыми видами. От видов, описанных из бассейнов рек Усури и Бикина Приморского края (Руденко, Панасенко, 1990), они отличаются отсутствием приапикальных латеральных игл. В нижней части раковины латеральные иглы изящные и тонкие, но неравновеликие. Обычно игла, отходящая от верхней начальной части сегмента, более массивная и длинная, а игла, завершающая последний сегмент, — значительно тоньше и короче. В отличие от *Spinodeflandrella acutata* Rudenko все иглы округлые. Базальные отростки также варьируют

в размере. Некоторые экземпляры имеют больше двух (до трех или даже шести) отростков. Они крепятся как по одной с каждой стороны в плоскости симметрии, так и по одной в перпендикулярной плоскости или по две под углом к ней. Важной отличительной особенностью всех встреченных в корякском радиоляриево-м комплексе *Spinodeflandrella* является наличие не более пяти сегментов, причем третий сегмент, как правило, выделяется в виде более широкого, слабо выступающего витка спирали.

Среди полицистин в комплексе резко преобладают *Entactiniidae*. Большинство из них составляют энтактинииды с одной оболочкой, снабженные трехгранными иглами. Наиболее многочисленны в описываемом комплексе представители рода *Tri-aenosphaera*. Также присутствуют формы, напоминающие *Pluristratoentactinia*. Особое своеобразие данному комплексу придают довольно крупные формы родов *Latentifistula* и *Quadriremis*. Это представители группы ставраксонных спумеллярий, отличающихся наличием четырех - пяти удлиненных булавовидных отростков, ориентированных по разным осям. Они в некоторых пробах составляют до 25 - 30% радиоляриевого комплекса. В целом среди *Latentifistudidae* преобладают формы, имеющие овальные очертания лопастей в дистальной части. Но все эти формы очень хрупкие и быстро разрушаются после обработки плавиковой кислотой, поэтому их не удалось высадить на столик для съемки в СЭМ. Нескольким необычным представляется присутствие в этом преимущественно раннепермском комплексе многочисленных крупных форм типичного позднепермского рода

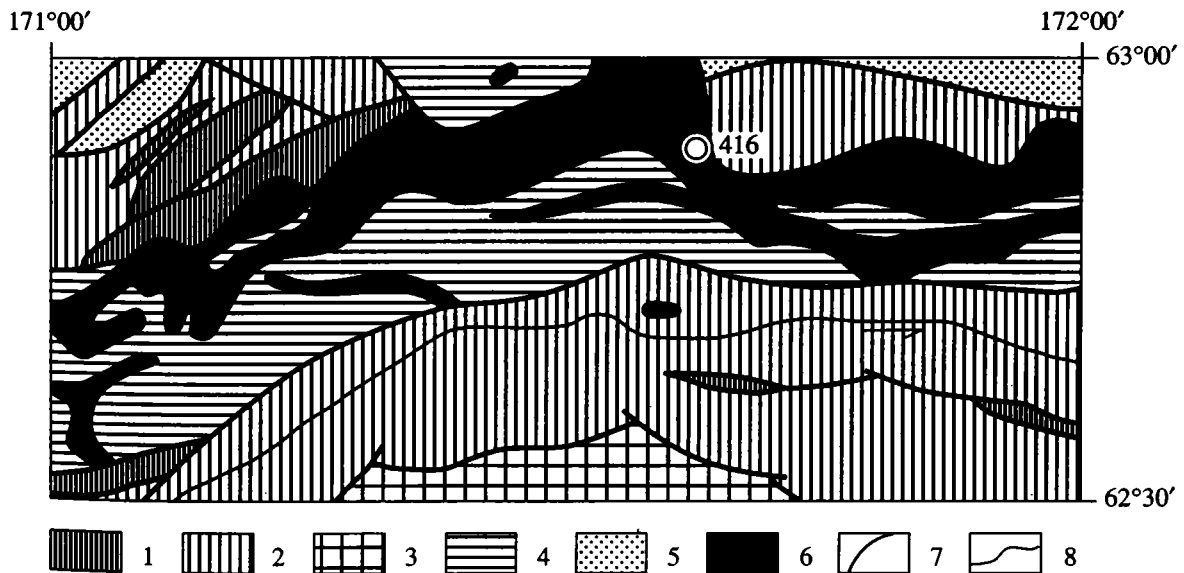
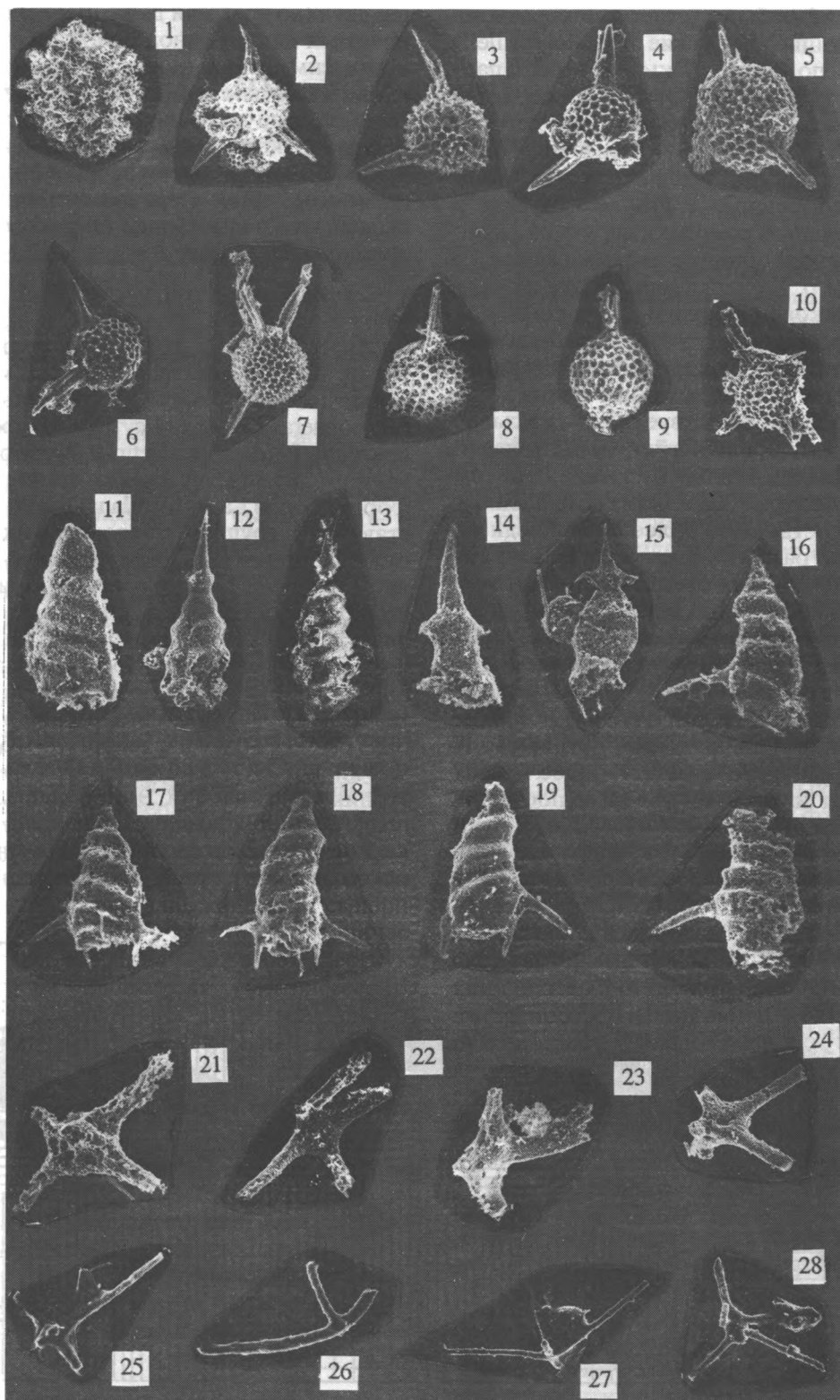


Рис. 2. Схематическая геологическая позиция местонахождения пермских радиолярий в Центральной Корякии (бассейн рек Хатырка и Пикасьваям).

1 – триасовые кремнистые отложения; 2 – терригенные? юрско-нижнемеловые; 3 – кремнистые меловые; 4 – вулканогенно-кремнисто-терригенные юрско-меловые; 5 – терригенные верхнемеловые; 6 – серпентинитовый меланж; 7 – надвиги; 8 – река, 416 – местоположение находки фауны.



Пермские радиоларии Северо-Востока России. Корякское нагорье, бассейн р. Хатырки.

1 – *Hegleria* sp. A., x 60; 2 – 4 – *Triaenosphaera* cf. *sicarius* Deflandre, x 45, x 50, x 50; 5 – *T.?* *bareillensis* Gourmelon, x 40; 6 – 9 – *T.?* sp., x 40, x 50, x 45, x 60, x 55; 10 – *Pluristratoentactinia?* sp., x 60; 11 – *Albaillella* ex gr. *indensis* Won, x 100; 12, 13 – *A.* sp., x 45, x 50; 14 – *Pseudoalbaillella* sp., x 100; 15 – *P. anfracta* (Nazarov et Rudenko), x 100; 16 – 20 – *Spinodeflandrella nazarovi* sp. nov., x 80, x 100, x 100, x 100, x 200; 21 – 24 – *Quadriremis* sp., x 50, x 50; 25 – 28 – *Palaeoscenidiidae?*, x 50, x 40, x 35, x 30.

*Hegleria*. Ранее этот род был описан только в известняках гваделупского яруса Западного Техаса США (Nazarov, Ormiston, 1985). Тем не менее Б.Б. Назаров (Практическое руководство..., 1988, с. 58), приводя рисунок вида *Hegleria mamifera* Nazarov et Ormiston из поздней перми Северной Америки, отмечает его географическое распространение также в Корякии. Описывая состав и распространение рода *Hegleria* (Практическое руководство..., 1988, с. 61), Б.Б. Назаров указывает только два вида из верхней перми Северной Америки. Точка зрения о нижнепермском возрасте описываемого радиоляриевого комплекса базируется на данных анализа временных интервалов характерных видов (таблица). Верхний предел распространения видов *Triaenosphaera? bareillensis* Gourmelon, T. cf. *sicarius* Deflandre датирован поздним карбоном (Gourmelon, 1986), не исключено, что эти виды могли существовать еще и в начале ранней перми. Род *Latentifistula*, как и род *Quadrigemis*, имеет распространение карбон - пермь. Более узкий возрастной интервал позволяют получить билатерально-симметричные радиолярии. Так, вид *Albaillella apporrecta* Nazarov et Ormiston, отличающийся наличием базального иглистого кольца, известен только из артинского яруса, а вид *A. permica* (Kozur) ограничен сакмарским и артинским ярусами нижней перми. Два других вида этого рода: *A. indensis* Won и *A. inferiolata* Nazarov – описаны только из верхов карбона (Won, 1983; Практическое руководство..., 1988). Вид *Pseudoalbaillella anfracta* (Nazarov et Rudenko) известен только в диапазоне артинского яруса, а *Haplodiacanthus perforatus* (Kozur) имеет распространение в интервале сакмарского яруса (Панасенко, Руденко, 1987).

Таким образом, все встреченные виды показывают преимущественное развитие этого комплекса радиолярий в ранней перми. Только род *Hegleria* указывает на позднюю пермь, поскольку его нижний возрастной предел ограничен в распространении гваделупским ярусом верхней перми (Nazarov, Ormiston, 1985).

В России сопоставимые комплексы радиолярий были описаны из верхнекаменноугольных - нижнепермских отложений Урала (Kozur, 1980, 1981; Назаров, Руденко, 1981; Исакова, Назаров, 1986), среди раннепермских ассоциаций Приморья (Руденко, 1991). На западном склоне Южного Урала близкий радиоляриевоый комплекс описан Б.Б. Назаровым в стратотипическом разрезе верхней половины сакмарского и артинского ярусов совместно с конодонтами и фузулинами зоны *Pseudofusulina verneuili* как комплекс с *Haplodiacanthus perforatus*-*Helioentactinia ikka*. В отличие от уральской ассоциации в описываемом комплексе отсутствуют губчатые формы родов *Tormentum* и *Copicyntra*, *Copiellintra*, а *Helioentactinia* очень редки. В нашем комплексе также нет представителей ставраконных *Ruzhencevispongus*, типичных для разрезов Урала. Состав сем. *Entactinidae* существенно отличается от южноуральского, описанного из разреза бурцевского горизонта по р. Сим (Amon et al., 1990).

Сходная радиоляриевая ассоциация с многочисленными *Albaillellidae* описана из Японии (Ishiga et al., 1982; Kuwahara, 1992) в интервале поздний карбон - пермь. Более точные возрастные датировки из-за отсутствия сопутствующей фауны в разрезах Японии с альбаиллеллидами типа *Haplodiacanthus* не приводятся.

Распространение некоторых радиолярий в перми

| Вид радиолярий   | Возраст |              |   |       |   |               |       |
|--|---------|--------------|---|-------|---|---------------|-------|
|  | карбон  | нижняя пермь |   |       |   | верхняя пермь | триас |
|  |         | a            | s | ar    | k |               |       |
| <i>Hegleria</i> sp.  |         |              |   |       |   | -----         |       |
| <i>Triaenosphaera? bareillensis</i> Gourmelon                | -----   | ?            |   |       |   |               |       |
| <i>Triaenosphaera</i> cf. <i>sicarius</i> Deflandre          | -----   | ?            |   |       |   |               |       |
| <i>Latentifistula</i> sp.                                    |         | -----        |   |       |   |               |       |
| <i>Quadrigemis</i> sp.                                       |         | -----        |   |       |   |               |       |
| <i>Palaeoscenididae</i>                                      |         | -----        |   |       |   |               |       |
| <i>Albaillella</i> aff. <i>aporrecta</i> Nazarov et Ormiston |         |              |   | ----- |   |               |       |
| <i>A. permica</i> (Kozur)                                    |         |              |   | ----- |   |               |       |
| <i>A. ex gr. indensis</i> Won                                | --      |              |   |       |   |               |       |
| <i>A. cf. inferioalata</i> Nazarov                           | --      |              |   |       |   |               |       |
| <i>Pseudoalbaillella anfracta</i> (Nazarov et Rudenko)       |         |              |   | ----- |   |               |       |
| <i>Haplodiacanthus</i> aff. <i>perforatus</i> (Kozur)        |         |              |   | ----- |   |               |       |

В Средиземноморской провинции также известны синхронные по возрасту радиоляриевые комплексы. В Сицилии (Catalano *et al.*, 1989) раннепермский возраст определен на основе корреляции с комплексной зоной *Pseudoalbaillella lomentaria* шкалы Ишига (Ishiga, 1990) и конодонтов *Mesogondolella intermedia* (Igo). Но этот комплекс, судя по обилию *Pseudoalbaillella scalprata* Holdsworth and Jones и *P. elongata* Ishiga and Imoto и появлению первых представителей фолликукуллид, скорее всего, моложе нашей ассоциации или соответствует пограничным слоям, как и радиоляриевые сообщества Чили (Ling *et al.*, 1985), Китая, Филиппин и Новой Зеландии (Murchey, Jones, 1992).

На северо-восточном побережье Тихого океана в США комплекс, содержащий альбаиллеллид, подобный ассоциации из нашего местонахождения был описан Б. Холдсвортом и Д. Джонсом (Holdsworth, Jones, 1980) из разреза Ключик на Аляске, возрастной интервал которого предположительно поздний морроу - леонардий (нижняя пермь).

Более бедная ассоциация радиолярий, имеющая общность с нашим комплексом, на основании ряда характерных видов и некоторых родов (*Naplodicanthus anfractus*, *Latentifistula*, *Quadrirremis*) была обнаружена в известняках Бонэ Спринг Западного Техаса, возраст которых по аммоноидеям датирован как раннепермский (Nazarov, Ormiston, 1985).

Все ранее описанные комплексы с *Negleria mamifera* из США (Nazarov, Ormiston, 1985) и Канады (Harms, Murchey, 1992) датированы как верхняя пермь (леонардий ? - гваделупий). Как известно именно на этот временной отрезок приходится формирование вдоль западной окраины Северной Америки формации Фосфория, содержащей наряду с фосфатными отложениями обилие крупных моноксонных спикул кремниевых губок и радиолярий (Murchey, Jones, 1992).

Именно у радиолярий великое массовое вымирание приходится на гваделупский ярус. Джульфа уже отвечает периоду самого низкого таксономического разнообразия.

Таким образом, не исключено, что основное событие биотического кризиса у радиолярий, встреченных на Северо-Востоке России, приходится на конец формирования рассматриваемого радиоляриевой комплекса.

Приводим детальное палеонтологическое описание некоторых характерных видов из нижнепермской радиоляриевой ассоциации Корякского нагорья. Использована общепринятая в отечественной и зарубежной литературе морфологическая терминология радиолярий. Коллекция хранится в Институте литосферы Российской академии наук под № 416.

Отряд *Albaillellaria* Deflandre, 1953

Семейство *Albaillellidae* Deflandre, 1953

Род *Pseudoalbaillella* Holdsworth et Jones, 1980  
*Pseudoalbaillella anfracta* (Nazarov et Rudenko)

Таблица, фиг. 15

*Голотип* – Россия, 1981, Южный Урал, нижняя пермь.

Описываемый экземпляр № 416-2А. Корякское нагорье, пермь.

*Описание.* Раковина неперфорированная субконическая в апикальной части, затем постепенно переходящая в субцилиндрическую; снабжена двумя латеральными иглами, отходящими от основания апикального конуса. К терминальному концу раковина заужена, но устьевой отдел слегка расширен.

*Размеры* (в мкм, 3 экз.). Высота раковины – 250 - 300, диаметр устья – 70 - 90, средняя длина игл – 50, максимальная ширина субцилиндрической части – 100.

*Сравнение.* От уральских экземпляров отличается более короткими и тонкими иглами, неперфорированной раковиной.

*Распространение.* Нижняя пермь. Урал, Приморье, Корякия (Россия).

Род *Spinodeflandrella* Kozur, 1981

*Spinodeflandrella nazarovi* sp. nov.

Таблица, фиг. 16 - 20

*Голотип* – № 416-2В. Северо-Восток России, Корякское нагорье, бассейн р. Хатырка, ранняя пермь.

*Описание.* Субконическая раковина с пятью наклонными сегментами. В плоскости симметрии у основания раковины расположены латеральные иглы по одной с каждой стороны. Иглы округлые, как правило, неравновеликие, направленные в стороны и слегка вниз. Игла, отходящая от начала сегмента, крупнее иглы, крепящейся к нижней части сегмента. Апикальный конус, как и последующие отделы, слабо смещен в сторону относительно центральной оси, если рассматривать экземпляр особи в плоскости симметрии. Устье раковины открытое и снабжено двумя острыми короткими базальными отростками, по одному с каждой стороны раковины. Более тонкие отростки (до трех) имеются и на последнем сегменте.

*Размеры* (в мкм, 5 экз.): общая высота раковины – 250 - 270, диаметр устья – 70 - 80, максимальная длина латеральных игл у основания – 100, минимальная – 50, длина базальных отростков – 25 - 30, высота апикальной иглы – 30 - 50, высота апикального конуса – 70 - 100, диаметр у основания апикального конуса – 30 - 40.

*Сравнение.* От *Spinodeflandrella acutata* Rudenko (1990) и *Albaillella permica* (Kozur) отличается формой раковины, меньшим количеством сегментов, отсутствием кинжаловидных латеральных игл и гребней с шипами на базальных отростках,

от *S. bicornuta* Rudenko et Panasenko (1990) – одной апикальной вершиной, округлой формой латеральных игл. В отличие от *Albaillella triangularis* Ishiga, Kito et Imoto (1982) из верхней перми Японии и Приморья имеет субпирамидально-коническое очертание и лишена шиповатого гребня.

**Распространение.** Нижняя пермь. Корякское нагорье. Россия.

**Название.** Вид назван в честь Б.Б. Назарова, основателя современной радиоляриевой школы в России.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданов Н.А., Вишневецкая В.С. Значение радиолярий для тектоностратиграфии Северо-Востока СССР // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 20 - 30.

Брагин Н.Ю., Крылов К.А., Пральникова И.Е., Шаповаленко В.Н. Значение детального микрофаунистического опробования при расчленении вулканогенно-кремнистых образований // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 16 - 24.

Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения яранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 110 - 140.

Исакова Т.Н., Назаров Б.Б. Стратиграфия и микрофауна позднего карбона - ранней перми Южного Урала. М.: Наука, 1986. 184 с.

Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30 - 70.

Назаров Б.Б., Руденко В.С. Некоторые билатерально-симметричные радиолярии позднего палеозоя Южного Урала // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1981. С. 129 - 139.

Панасенко Е.С., Руденко В.С. Систематическое значение некоторых морфологических признаков *Albaillellidae* (радиолярии) // Палеонтол. журнал. 1987. № 1. С. 13 - 21.

Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 2. Радиолярии палеозоя. Л.: Недра, 1988. 232 с.

Руденко В.С., Панасенко Е.С. Пермские *Albaillellaria* (радиолярии) пантовой толщи Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 181 - 193.

Руденко В.С. Пермские *Albaillellaria* (радиолярии) Приморья и их биостратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ РАН, 1991. 26 с.

Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Соколов С.Д. Тектоника Корякского хребта // Очерки

тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136 - 189.

Amon E.O., Braun A., Chuvashov B.I. Lower Permian (Artinskian) Radiolaria from the Sim type section, Southern Urals // Geol. et Palaeontologica. 1990. V. 24. S. 115 - 137.

Catalano R., Di Stefano P. and Kozur H. Lower Permian *Albaillellacea* (Radiolaria) from Sicily and their stratigraphic and paleogeographic significance // Rend. Accad. Sci. Fis. Mat. Soc. Naz. Sci. Lett. Arti Napoli. 1989. Ser. 4. V. 56. P. 1 - 24.

Gourmelon F. Etude du radiolares d'un nodule phosphate du carbonifere inferieur de Bareilles, Hautes-Purenees, France // Geobios. 1986. V. 19. № 2. P. 179 - 205.

Harms T.A., Murchey B.L. Setting and occurrence of Late Paleozoic radiolarians in the Sylvester allochthon, part of a proto-Pacific ocean floor terrane in the Canadian Cordillera // Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecology. 1992. V. 96. P. 127 - 141.

Holdsworth B.K., Jones D.L. Preliminary radiolarian zonation for Late Devonian through Permian time // Geology. 1980. № 8. P. 281 - 285.

Ishiga H. Paleozoic radiolarians / Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Hade S., and Yao A. (eds) // Pre-Cretaceous Terranes of Japan. IGCP Project 224, 1990. P. 285 - 295.

Ishiga H., Kito T., Imoto N. Permian Radiolarian Biostratigraphy // News Osaka Micropaleontology. 1982. № 5. P. 17 - 26.

Kozur H. Ruzhencevispongidae, eine neue Spumellaria Familie aus dem oberen Kungurien (Leonardian) und Sakmarian des Vorurals // Geol., Paleontol. Mitt. Innsbruck, 1980. Bd. 10. Tl. 6. S. 235 - 242.

Kozur H. *Albaillellidae* (Radiolaria aus dem unterpera des Vorurals // Geol., Paleontol. Mitt. Innsbruck. 1981. Bd. 10. Tl. 8. S. 263 - 274.

Kozur H., Krahl J. Erster Nachweis von Radiolarien im tethyalen Perm Europas // N. Jb. Geol. Paläontol. Abh. 1987. V. 174. P. 357 - 372.

Kuwahara K. Late Carboniferous to Early Permian radiolarian assemblages from Miyagawa area, Mie Prefecture, Japan // News Osaka Micropaleontologists. 1992. Sp. V. 8. P. 1 - 9.

Ling H.Y., Forsythe R.D., Douglas R.C. Late Paleozoic microfaunas from southernmost Chile and their relation to Gondwanaland forearc development // Geology. 1985. V. 13. P. 357 - 360.

Murchey B.L., Jones D.L. A mid-Permian chert event: widespread deposition of biogenic siliceous sediments in coastal, island arc and oceanic basins // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1992. V. 96. P. 161 - 174.

Nazarov B.B., Ormiston A.R. Radiolaria from the Late Paleozoic of the Southern Urals, USSR and West Texas, USA // Micropaleontology. 1985. V. 31. № 1. P. 1 - 54.

Vishnevskaya V. Significance of Mesozoic radiolarians for tectonostratigraphy in Pacific rim terranes of the former USSR // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1992. V. 96. P. 23 - 41.

Won M.-Z. Radiolaria aus dem unterkarbon des Rheinschen Schieferer-gebirges (Deutschland) // Palaeontographica. 1983. Arb. A. Bd. 182. S. 116 - 175.

Рецензент А.Ю. Розанов





Эволюция биосферы

УДК [561.5:551.763]:551.5(571.771)

## РАЗНООБРАЗИЕ МЕЛОВЫХ ПЛАТАНООБРАЗНЫХ АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОГО СУБРЕГИОНА В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЕМ КЛИМАТА

© 1994 г. А. Б. Герман

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 02.06.93 г.

Проанализирована динамика разнообразия платанообразных растений в мелу Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России). Они представлены 17 видами родов *Platanus*, *Arthollia*, *Rapartophyllum* и *Pseudorapartophyllum*. Платанообразные появляются в позднем альбе - сеномане и представлены единственным видом рода *Platanus*. Максимальное разнообразие этих растений наблюдается в туроне - коньяке, в сантоне - среднем маастрихте их разнообразие существенно снижается, в конце маастрихта наблюдается новое, не столь значительное увеличение разнообразия этих растений. Распространение платанообразных в указанном районе, в позднем мелу находившемся севернее Полярного круга, объясняется достаточно теплым и влажным климатом и специфическим световым режимом высоких широт: продолжительным в течение суток, сравнительно слабым и преимущественно рассеянным солнечным светом во время летнего вегетационного периода. В сеномане, сантоне - раннем кампане и в начале маастрихта на севере Сибири отмечается иссушение климата, сопровождавшееся относительным потеплением в сеномане и в сантоне - раннем кампане, что, вероятно, вызвало уменьшение облачного покрова и возрастание прямой солнечной радиации в высоких широтах. Эти процессы, по-видимому, отрицательно сказались на широколиственных платанообразных растениях. Описан новый вид платанообразных из верхнего альба - сеномана правобережья р. Анадырь - *Platanus louravetlanica* sp. nov.

### ВВЕДЕНИЕ

В арктических районах Азии и Северной Америки известны многочисленные находки ископаемых поздне меловых флор (рис. 1). Как правило, в их состав входят: 1) споровые растения (печеночные мхи, хвощовые, папоротники), 2) кейтониевые (*Sagenopteris*), 3) цикадофиты (*Cycadites*, *Nilsonia*, *Pterophyllum*, *Encephalartopsis* и др.), 4) гинкговые (*Ginkgo*, *Baiera*, *Sphenobaiera*, *Pseudotorellia*), 5) чекановские (*Phoenicopsis*), 6) веткопадные хвойные (*Cephalotaxopsis*, *Taxites*, *Elatocladus*, *Metasequoia*, "*Sequoia*" и др.), 7) по всей видимости, вечнозеленые хвойные с мелкими и чешуевидными листьями (*Ragiophyllum*, cf. *Sequoia ambigua* Heer), а также хвойные с жесткими крючковидными листьями (*Araucarites*, cf. *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer), 8) покрытосеменные, которые включают как широколиственные формы, часто доминирующие в арктических флорах, так и растения с листьями мелкого и среднего размера.

Большая часть растений, формировавших поздне меловые приполярные флоры, была лис-

топадной. Лишь некоторые хвойные и, возможно, цикадофиты были вечнозелеными. В отношении последних следует отметить, что и эти растения или часть их, вполне вероятно, были листопадными (Spicer, Parrish, 1986): меловые цикадофиты, гораздо более многочисленные и разнообразные по сравнению с современными вечнозелеными цикадовыми, по всей видимости, обладали более широким, чем у последних, адаптивным диапазоном и включали растения, приспособленные к существованию в приполярных широтах. Среди покрытосеменных, входивших в меловые арктические флоры, отсутствуют достоверные представители современных вечнозеленых таксонов, а также форм, близких к ним, что, по-видимому, позволяет считать эти ископаемые растения листопадными. Тафономические особенности захоронений подтверждают такой вывод: часто в местонахождениях встречаются прослойки, состоящие из плотно наложенных друг на друга отпечатков листьев. В.А. Вахрамеев считал, что в этих случаях мы имеем дело с "захороненным "листопадом",



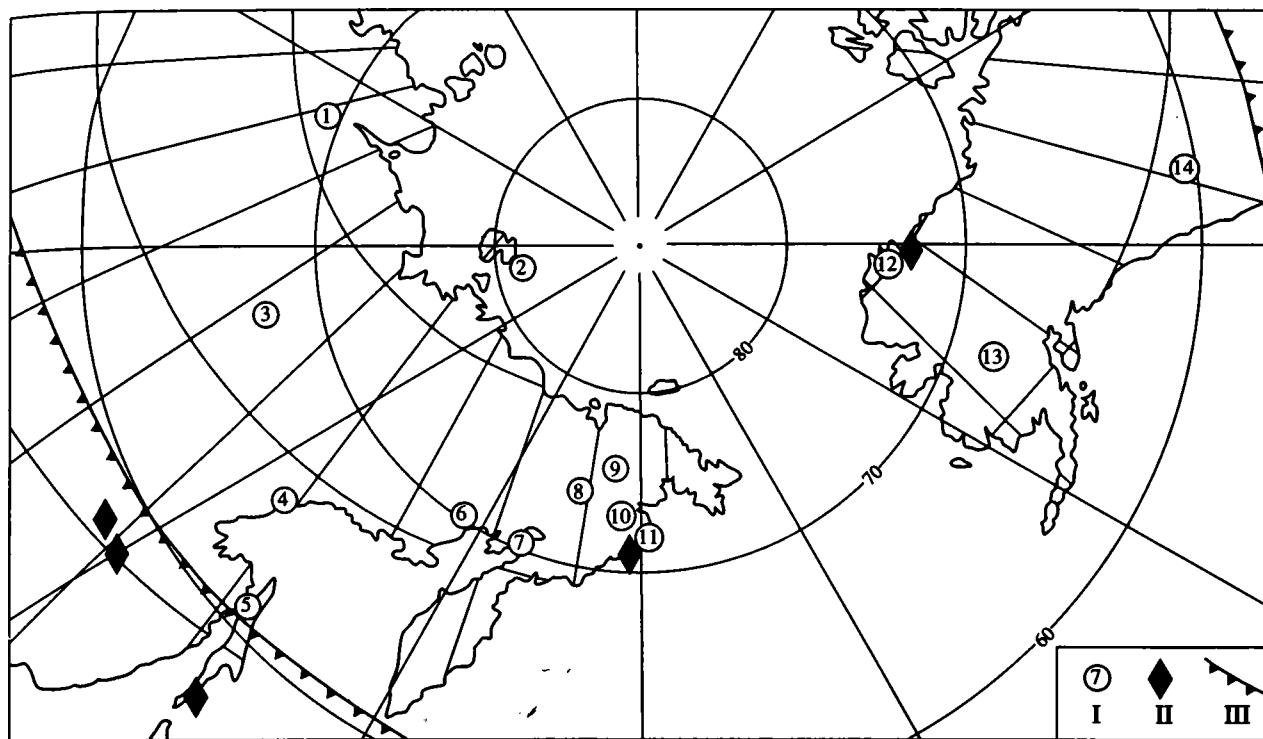


Рис. 1. Реконструкция положения континентов в середине позднего мела (Smith *et al.*, 1981), основные местонахождения поздне меловых широколиственных флор (I), остатков динозавров (II) и положение границы теплоумеренной и субтропической фито климатических зон (III) (по: Вахрамеев, 1978, с дополнениями).

т.е. листьями, сброшенными... в конце вегетационного периода" (Вахрамеев, 1988, с. 130). О листопадности растений рассматриваемых флор, по видимому, говорит также отсутствие во многих местонахождениях свидетельств разрушения и переноса листьев различных растений до их захоронения, т.е. все листья, вероятно, практически одновременно сбрасывались в конце вегетационного периода и быстро засыпались осадком (Spicer *et al.*, 1992).

Наиболее широко распространенной группой среди поздне меловых приполярных покрытосеменных были формы, обладавшие крупными широкими листьями с зубчатым краем. Растения с лопастными и цельнокрайними листьями были, как правило, редки. Распространение в позднем мелу широколиственных листопадных или смешанных хвойно-широколиственных листопадных лесов вплоть до 75° - 80° с.ш. (рис. 1) необъяснимо с точки зрения современной климатической ситуации, поскольку сейчас аналогичные леса в Азии и Северной Америке не заходят севернее широты 50° - 55° (Берг, 1927; Wolfe, 1987). Более теплый, чем в настоящее время, глобальный климат мелового периода существенным образом сказался на распределении типов меловой растительности (Вахрамеев, 1988; Красилов, 1985; Krassilov, 1981), и существование листопадных широколиственных лесов в высоких широтах Арктики было од-

ним из специфических особенностей растительного покрова поздне меловой эпохи.

#### ДИНАМИКА РАЗНООБРАЗИЯ МЕЛОВЫХ ПЛАТАНООБРАЗНЫХ АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОГО СУБРЕГИОНА

Широколиственный компонент поздне меловых арктических флор Азии и Северной Америки включал платанообразные растения и некоторые другие таксоны двудольных, причем первые были наиболее многочисленны и разнообразны. Меловая история платанообразных наглядно прослеживается на примере ископаемых флор Анадырско-Корякского субрегиона (рис. 2). Для этого субрегиона, охватывающего территорию Северной Камчатки, Корякского нагорья, бассейна среднего и нижнего течения р. Анадырь и хребта Пекульней, было установлено шесть этапов развития поздне меловой флоры (Герман, 1993а): гребенкинский (конец альба - ?ранний турон), пенжинский (турон, включая, вероятно, его начало), кайважский (коньяк), барыковский (сангон - ранний (?средний) кампан), горнореченский (?поздний кампан - средний маастрихт) и корякский (поздний маастрихт - ?даний).

Платанообразные в Анадырско-Корякском субрегионе (рис. 2) появляются во флорах гребенкинского этапа и представлены одним видом рода

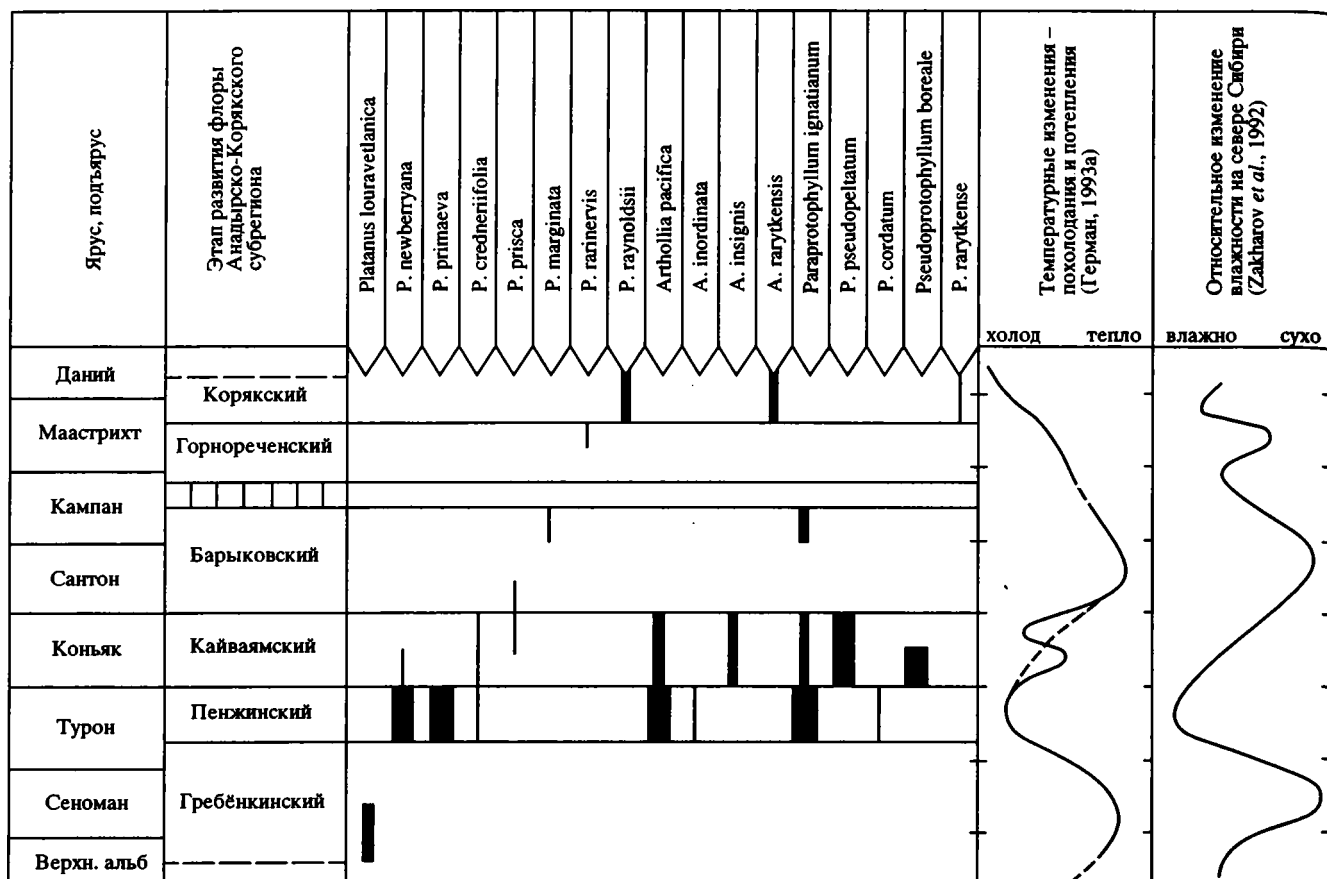


Рис. 2. Распространение и количество платанообразных покрытосеменных в позднем мелу Анадырско-Корякского субрегиона и изменения климата в мелу Северо-Восточной Азии. Толщина линий, обозначающих распространение растений, пропорциональна их количественному участию (доминируют, встречаются часто или редко) в тафофлорах соответствующих этапов.

*Platanus*, описание которого приводится в этой статье. Они еще не доминируют во флористических комплексах, но их остатки встречаются в местонахождениях более или менее постоянно. Лишь в одном захоронении на р. Гребенка отпечатки листьев *Platanus* были встречены в большом количестве и образовывали “листовые кровли” (Щепетов и др., 1992). В гребенкинской тафофлоре указываются также листья *Platanus* sp. и *Platanaceae* gen. indet., возможно, не принадлежащие к этому виду.

В пенжинской флоре платанообразные доминируют и определяют весь облик этой флоры. Они представлены родами *Platanus* (три вида, из которых наиболее многочисленны *P. newberryana* Nees и *P. primaeva* Lesquereux), *Arthollia* (два вида, доминирует *A. pacifica* Herman) и *Paraprotophyllum* (два вида, из которых *P. ignatianum* (Krysh. et Baik) Herman наиболее часто встречается). Кайваямскую флору также отличает доминирование платанообразных, но роль *Platanus* (два вида) уменьшается, часто встречаются *Arthollia* (два вида) и *Paraprotophyllum* (два вида), появляются *Pseudoprotophyllum* (один вид). На время существования

пенжинской и кайваямской флор приходится, таким образом, максимум разнообразия платанообразных (4 рода, 11 видов), причем остатки листьев этих растений существенно преобладают в захоронениях, часто образуя “листовые кровли” и определяя характерный облик тафофлор (Герман, Лебедев, 1991).

Флора барыковского этапа отличается от предыдущих существенным сокращением разнообразия и количества платанообразных. В сантоне (валижгенская тафофлора: Герман, Лебедев, 1991) известен единственный вид *Platanus*, остатки которого малочисленны, в раннем (среднем?) кампане (верхнебыстринская и барыковская тафофлоры: Герман, Лебедев, 1991) редко встречаются представители одного вида *Platanus* и более часто – одного вида *Paraprotophyllum*. В горнореченской флоре указывается единственный вид *Platanus* (Головнева, 1990). Следует, однако, подчеркнуть, что реальное разнообразие платанообразных в горнореченской флоре может оказаться больше, так как она изучена в настоящее время еще недостаточно (Головнева, устное сообщение).

Во флоре корякского этапа количество и разнообразие платанообразных вновь возрастают, но они не столь значительны, как в пенжинской и кайваемской флорах: здесь встречены по одному виду *Platanus*, *Arthollia* и *Pseudoprotophyllum*, не достигавших, однако, доминирующего положения (Головнева, 1990; Головнева, Герман, 1992; Герман, 1993б).

Поздне меловые платанообразные Анадырско-Корякского субрегиона представлены, таким образом, 17 видами четырех родов (рис. 3). Род *Platanus* наиболее разнообразен и включает восемь видов. В гребенкинской флоре встречен один вид *Platanus*, в пенжинской и кайваемской – по три вида, причем два вида пенжинской флоры доминируют в флористических комплексах (рис. 2). В барыковской флоре известно два вида *Platanus*, но их остатки немногочисленны, как и остатки единственного вида горнореченской флоры. В корякской флоре присутствует один вид *Platanus*, остатки которого встречаются довольно часто, причем в некоторых местонахождениях он играет роль субдоминанта (Герман, 1993б).

Род *Arthollia* включает четыре вида (рис. 3). В пенжинской и кайваемской флорах известны по два вида этого рода, причем все они, за исключением *A. inordinata* (Hollick) Herman, достаточно многочисленны. В барыковской и горнореченской флорах растения с листьями *Arthollia* не найдены. В корякской флоре известен один вид, представленный значительным количеством отпечатков (Герман, Головнева, 1988).

Род *Paraprotophyllum*, включающий три вида (рис. 3), наиболее многочислен и разнообразен в пенжинской (два вида) и кайваемской (два вида) флорах, в которых растения этого рода играют роль доминантов или субдоминантов. В барыковской флоре (верхнебыстринской и барыковской таофлорах; Герман, Лебедев, 1991) единственный вид *Paraprotophyllum* встречается нечасто.

Род *Pseudoprotophyllum* представлен двумя видами (рис. 3). Он появляется в кайваемской флоре (тыльпэгыргынайской таофлоре хребта Пеккульней), достаточно многочислен в одних и отсутствует в других местонахождениях этого уровня (Терехова, Филиппова, 1984). В барыковской и горнореченской флорах этот род не найден, в корякской известен единственный отпечаток *Pseudoprotophyllum* (Буданцев, 1975), причем нельзя исключить, что в действительности этот отпечаток принадлежит уклоняющемуся (с пельтатным основанием) экземпляру *Arthollia garytkense* Golovn. – виду, многочисленному в том же местонахождении. Немногочисленность и малое разнообразие рода *Pseudoprotophyllum* в мелу Анадырско-Корякского субрегиона позволяют предположить его североамериканское происхождение и миграцию через Берингийскую сушу из районов Аляски и западной Канады, где этот род играет

заметную роль в меловых (главным образом сеноманских) флорах (Hollick, 1930; Bell, 1963).

Таким образом, в Анадырско-Корякском субрегионе платанообразные появляются в позднем альбе - сеномане, максимальное разнообразие и количество этих растений наблюдаются в туроне и коньяке, в сантоне - среднем маастрихте их разнообразие и количественное участие в таофлорах существенно снижаются, но вновь, хотя и не столь значительно, возрастают к концу мелового периода.

Помимо платанообразных растений, покрытосеменные некоторых других родов имели листья большого размера и часто были доминирующими или субдоминирующими компонентами поздне меловых северных приполярных флор. К таким растениям относятся *Menispermites*, *Trochodendroides*, *Corylites*, *Rarytkinia*, "*Pterospermites*", *Grewiopsis* и др.

Характерной особенностью поздне меловых покрытосеменных арктических районов был, помимо большого абсолютного размера листьев, также значительный диапазон изменчивости размеров листовой пластинки (Герман, 1990; Spicer *et al.*, 1992). Так, у *Paraprotophyllum ignatianum* (Krysht. et Baik.) Herman из турона Северо-Западной Камчатки длина листа варьировала в широких пределах от 3.3 см до приблизительно 50 см (Герман, 1984, 1990). Соответственно изменялись также ширина, конфигурация листа, количество вторичных жилок и ответвлений от базальных жилок. Зачастую такой полиморфизм листьев может приводить к таксономическим ошибкам, избежать которые можно лишь при внимательном изучении монотопных выборок и достаточно полных сборах ископаемых листьев.

Для того чтобы понять, как широколиственные покрытосеменные мелового периода могли распространяться столь далеко на север, динамику их разнообразия и количественного участия во флорах и морфологические особенности этих растений (крупный размер листовых пластинок наряду с большим диапазоном изменчивости размеров листьев), необходимо обратиться к реконструкциям климатических условий, в которых указанные растения существовали.

#### КЛИМАТ СЕВЕРНЫХ ВЫСОКОШИРОТНЫХ ОБЛАСТЕЙ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ

1. *Температура.* В позднем мелу северные высокоширотные области Азии и Северной Америки относились к теплоумеренной фитоклиматической зоне (Вахрамеев, 1978, 1988). Эта зона (рис. 1) отмечена распространением ископаемых растений, характерных для данного типа климата (разнообразных папоротников, листопадных и веткопадных хвойных и покрытосеменных с тонкой

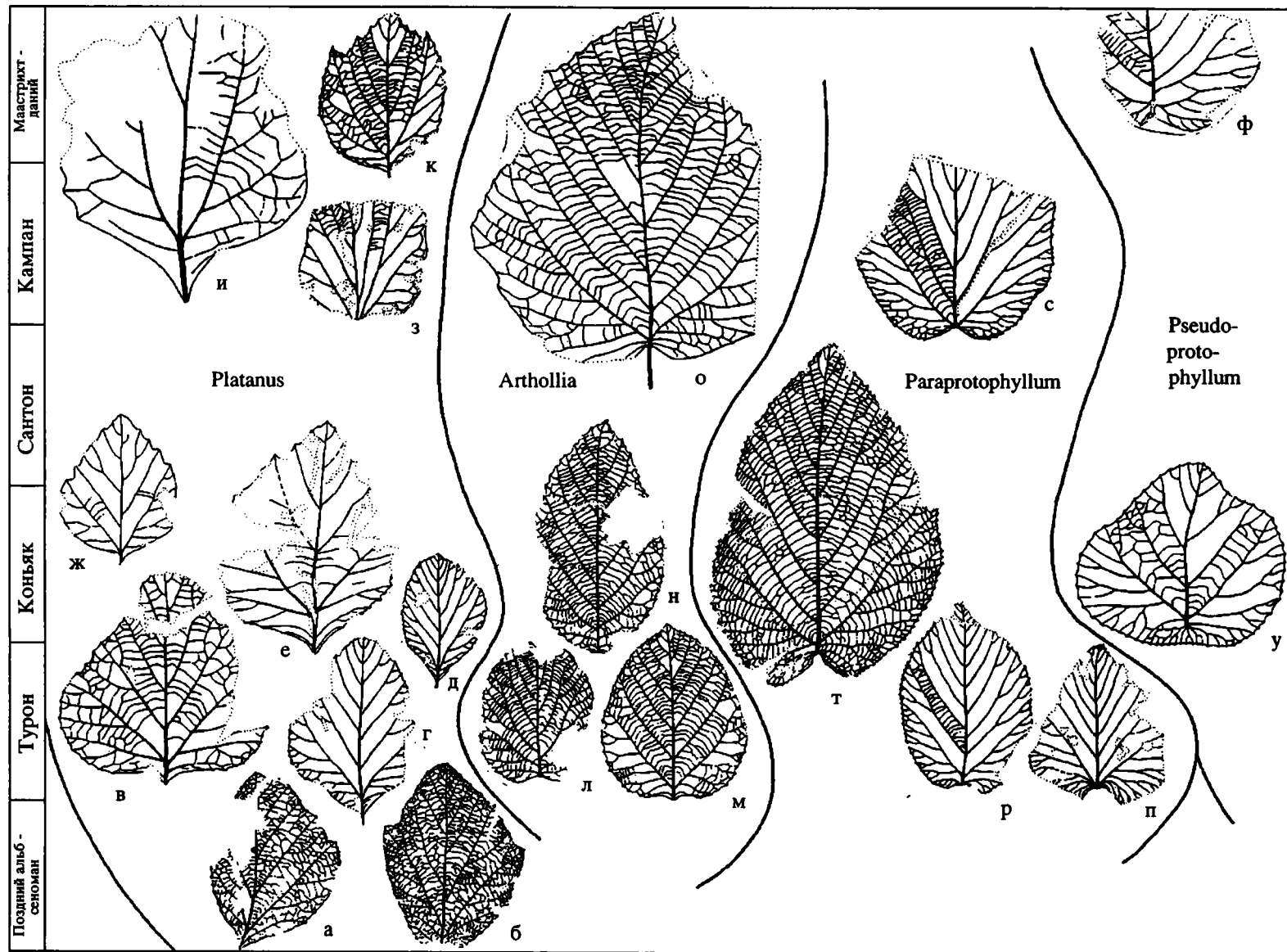


Рис. 3. Разнообразие платанообразных покрытосеменных в позднем мелу Анадырско-Корякского субрегиона.

а, б – *Platanus louraveltanica* Herman et Shczepetov, sp. nov., в – *P. primaeva* Lesquereux, г, д – *P. newberryana* Heer, е – *P. credneriifolia* Budantsev, ж – *P. prisca* Herman, з – *P. marginata* (Lesquereux) Heer, и – *P. rarinervis* Golovn., к – *P. raynoldsii* Newberry, л – *Arthollia inordinata* (Hollick) Herman, м – *A. pacifica* Herman, н – *A. insignis* Herman, о – *A. rarytkensis* Golovn., п – *Paraprotophyllum cordatum* (Samyulina) Samyulina, р, с – *P. ignatianum* (Krysht. et Baik.) Herman, т – *P. pseudopeltatum* Herman, у – *Pseudoprotophyllum boreale* (Dawson) Hollick (реконструкция листа), ф – *P. rarytkense* Budantsev.

листовой пластинкой, зубчатым краем листа и перистым жилкованием) и отсутствием субтропических растений (древовидных папоротников, пальм и др.). В арктических районах многочисленны находки ископаемых древесных стволов пикноксилитического типа; деревья с такими стволами хорошо переносят отрицательные температуры.

Дж. Пэрриш и Р.А. Спайсер (Parrish, Spicer, 1988; Spicer *et al.*, 1992), основываясь на изучении ископаемых листьев, древесины, спор и пыльцы из верхнемеловых (верхнеальбских - маастрихтских) отложений Северной Аляски, приблизительно рассчитали палеотемпературы для этого интервала времени. По их данным, в конце альба и в сеномане среднегодовая температура на севере Аляски была примерно  $10 \pm 3^\circ\text{C}$ , в коньяке она возросла приблизительно на  $2 - 3^\circ\text{C}$ , но не превышала  $13^\circ\text{C}$ . Надо, однако, отметить, что на севере Аляски лишь незначительная часть отложений в пределах коньякской части разреза охарактеризована палеоботанически. В кампане - маастрихте среднегодовая температура была около  $2 - 8^\circ\text{C}$ .

По составу позднемеловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона автором (Герман, 1993а) были намечены относительные температурные изменения (похолодания и потепления без количественной оценки среднегодовых температур). Реконструируются (рис. 2) относительно теплый климат в конце альба - сеномане, которому отвечает гребенкинская флора; похолодание в туроне и коньяке, во время существования пенжинской и кайваянской флор, причем максимум этого похолодания, видимо, приходится на турон; последующее значительное потепление в сантоне и раннем кампане, которому отвечает барыковская флора, с максимумом, вероятно, в сантонском веке; похолодание к концу мелового периода, во время существования горнореченской и корякской флор.

Для верхнемеловых отложений средних и высоких широт Сибири были проанализированы (Zakharov *et al.*, 1992; Захаров, устное сообщение) палеотемпературы, полученные при изучении изотопов биогенных карбонатов, а также относительные температурные изменения, реконструируемые по палеоэкологии морских беспозвоночных, палеоботаническим и литологическим данным. Согласно изотопному анализу, минимальные среднегодовые температуры (около  $+15^\circ\text{C}$ ) имели место вблизи границы сеномана и турона и в конце мелового периода, максимальные - в сеномане (около  $+17^\circ\text{C}$ ) и в сантоне ( $+16^\circ\text{C}$ ). По палеонтологическим и литологическим данным реконструируются оптимумы во второй половине сеномана и в сантоне, пессимумы - в начале сеномана, в туроне - коньяке, а также похолодание к концу мелового периода.

2. *Температурная сезонность.* На территории Северной Азии и Аляски многочисленны находки позднемеловых ископаемых древесин с хорошо

выраженными годовыми кольцами (Spicer *et al.*, 1992). Подобные древесины, по-видимому, принадлежавшие голосеменным растениям, были собраны автором из сеноманских отложений р. Гребенка (бассейна р. Анадырь) и бухты Угольной. Такие находки свидетельствуют о сезонном характере роста растений, что может быть связано с холодными зимними температурами. С другой стороны, существование сколько-нибудь длительных (продолжительностью в недели или месяцы) зимних периодов с отрицательными температурами сомнительно, так как на территории Северной Азии и севера Северной Америки не известны достоверные ледово-морские отложения позднемелового возраста (Эпштейн, 1977; Chumakov, 1981; Frakes, Francis, 1988). Автору известно лишь устное свидетельство Р.А. Спайсера о наличии возможно ледово-морских верхнемеловых отложений в Северной Аляске.

Изучение меловой флоры Северной Аляски позволило предположить, что в сеномане среднемесячные температуры наиболее теплого месяца превышали  $20^\circ\text{C}$ , а зимой могли опускаться до нулевой отметки (Spicer *et al.*, 1992). В конце мелового периода (поздний кампан - маастрихт) летние температуры были ниже, а среднемесячные температуры колебались от  $10 - 12^\circ\text{C}$  для наиболее теплого месяца до  $2 - 4^\circ\text{C}$  для наиболее холодного (Brouwers *et al.*, 1987). В зимний период опускание температуры ниже нулевой отметки было вполне вероятно, но едва ли можно предположить, что отрицательные температуры имели место в течение недель или месяцев.

В верхнекампанских - нижнемаастрихтских отложениях Северной Аляски и среднемаастрихтских породах Чукотки (район озера Пекульнейское) были найдены многочисленные остатки динозавров (Несов, Головнева, 1990; Brouwers *et al.*, 1987) (рис. 1). Эти остатки принадлежат растительноядным гадрозавридам (подсем. *Lambeosaurinae*), как крупным (до  $9 - 10$  м длиной), так и мелким, и хищным тираннозавридам и троодонтидам. Наличие в захоронениях костей молодых гадрозавров и значительное расстояние до районов, в которых в позднем мелу существовала вечнозеленая субтропическая растительность (рис. 1), позволяют предположить, что эти животные круглодично жили в высоких широтах, не мигрируя на юг, и пережидали зиму в состоянии пониженной активности (Brouwers *et al.*, 1987). Л.А. Несов, изучавший чукотских динозавров (Несов, Головнева, 1990), предполагает, что присутствие среди них молодых утконосых и некрупных хищных динозавров свидетельствует о том, что зимой температура могла снижаться лишь до  $0^\circ\text{C}$  или до величин, близких к нулевым. Температуры же летнего периода определенно должны были быть достаточно высокими для инкубации яиц динозавров. С другой стороны, высказывались предположения

(Curtie, 1989; Spicer, устное сообщение), что динозавры, остатки которых были найдены в полярных широтах, были способны к сезонным миграциям на большие расстояния и могли передвигаться с большой скоростью. Сходство систематического состава динозавров Северной Аляски и Чукотки также, возможно, свидетельствует о способности этих животных к значительным перемещениям и об обмене фаунами динозавров между указанными регионами.

Интересно, что наиболее северные находки костей позднемеловых динозавров (рис. 1) приходятся на территорию Северо-Тихоокеанского рефугиума, ограничивающего также распространение позднемеловых цикадофитов (Вахрамеев, 1981, 1988). Сохранение этих растений в рефугиуме В.А. Вахрамеев (1978) объясняет более влажным и мягким приморским климатом с теплыми зимами, существовавшим в указанном районе. Вероятно, эти же условия позволили позднемеловым динозаврам расселиться на территории Северо-Тихоокеанского рефугиума. Следует отметить также точку зрения В.А. Красиловой (Krassilov, 1981) об эдафической связи меловых динозавров с цикадофитовыми кустарниками и папоротниковыми маршами, которые могли поддерживать существование значительных популяций растительных животных.

Таким образом, у нас нет достаточных оснований для того, чтобы предположить существование в позднем мелу в приполярных районах, занятых широколиственными листопадными лесами, холодных зим с длительным морозным периодом. С другой стороны, вполне вероятно, что в течение продолжительного (2 - 4 месяца) зимнего сезона, сопровождавшегося отсутствием солнечного света в высоких широтах, происходило остывание земной поверхности и воздуха, и температуры могли быть близки к нулевой отметке и опускаться на какое-то время ниже нее даже в наиболее теплые периоды в течение позднего мела. Летние среднемесячные температуры, вероятно, превышали 10 - 12°C, а в отдельные периоды - +20°C.

3. *Влажность климата.* Территория Северо-Востока Азии и севера Северной Америки принадлежит к северной гумидной зоне (Вахрамеев, 1978, 1988). Об этом свидетельствует широкое распространение в этой зоне меловых угленосных отложений. Хотя имеются указания на находки углей и в аридной зоне (Гольберт, 1987), отсутствие на данной территории пород-индикаторов аридного климата (красноцветных отложений, гипсов, солей) позволяет считать, что в позднем мелу климат здесь был гумидным. Палеоботанические данные также подтверждают такой вывод: ископаемые растения этой зоны лишены ксероморфных признаков (узкие и жесткие листья, толстая кутикула, опушенность листьев). Сохранение реликтовых мезофитных цикадофитов в позднем

мелу на территории Северной Пацифики В.А. Вахрамеев (1978) связывает с влажным климатом и относительно теплыми зимами в этом регионе. Отсутствие данных растений в позднем мелу Сибири, возможно, свидетельствует о более сухом и контрастном, по температуре, климате этого региона. Широколиственные покрытосеменные, характерные для арктических областей, видимо, могли существовать лишь при значительной влажности воздуха и почвы, ограничивающих интенсивную листовую транспирацию.

В Сибири, судя по палеоботаническим и седиментологическим данным (Zakharov *et al.*, 1992; Захаров, устное сообщение), устанавливаются относительно сухие эпизоды в середине сеномана, в сантоне - кампане и в раннем маастрихте, тогда как конец альба, турон, конец кампана - начало маастрихта и вторая половина маастрихта были относительно более влажными (рис. 2). По данным Дж. Пэрриш и Р.А. Спайсера (Partish, Spicer, 1988), на севере Аляски климат в кампане - маастрихте мог быть несколько более сухим, чем в конце альба и в сеномане.

Судить о сезонности выпадения осадков на рассматриваемой территории в позднем мелу невозможно из-за отсутствия данных. Однако следует подчеркнуть, что седиментологических свидетельств периодически возникавших засушливых условий (трещин усыхания и т.п.), насколько известно автору, не отмечалось.

4. *Световой режим.* Световому режиму высоких широт присущи свои специфические особенности, которые следуют из географической широты местности. Они касаются: а) количества световой энергии, б) суточного и годового фотопериодизма и в) качественного состава света.

Высокоширотные области получают за год примерно вдвое меньше солнечной энергии, чем приэкваториальные районы (рис. 4). В зимний период фотосинтез в высоких широтах, если он и имел место, мог осуществляться лишь в течение небольшой светлой части суток, зато летом продолжительность светового дня в высоких широтах существенно превышает таковую для низких широт (рис. 5а). Хотя суммарное за год количество солнечной энергии в высоких широтах существенно ниже, чем в низких, но при этом в приполярных районах наблюдается явно выраженный дефицит света зимой, а в летнее полугодие количество солнечной радиации почти не уступает таковому в низких широтах за счет большей длительности светового дня (рис. 5а, 5б).

Помимо этого, меньшее количество солнечной энергии в высоких широтах компенсировалось для растений приполярных лесов более благоприятным для фотосинтеза качественным ее составом (рис. 5в - 5д): солнечная радиация в высоких широтах отличается относительно большим

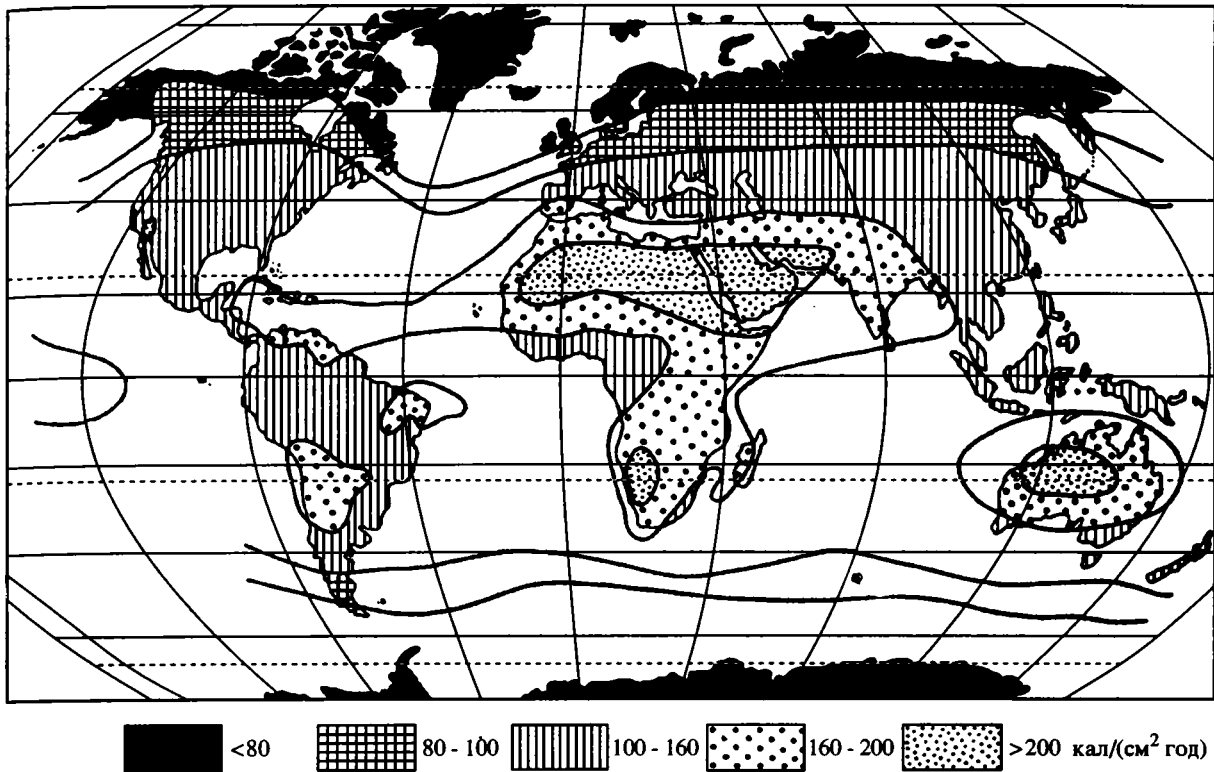


Рис. 4. Годичная солнечная радиация (300 - 2200 нм), падающая на поверхность Земли (по: Лархер, 1978).

содержанием рассеянного света, который лучше, чем прямой свет, используется растениями и поглощается ими почти полностью (Шенников, 1950). Преобладание рассеянного солнечного света в высоких широтах объясняется относительно низким положением солнца над горизонтом, высоким содержанием водяных паров в атмосфере приполярных областей, частой облачностью и туманами. Кроме того, на конец раннего и на поздний мел приходится мощная вулканическая деятельность (наибольшая – вероятно, в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса); выбрасываемые в атмосферу продукты вулканических извержений (водяные пары, газы, пылевые частицы) также, вероятно, увеличивали рассеяние солнечного света.

Изменение светового режима в высоких широтах (75° - 85° с.ш.) от “летнего” к “зимнему” происходит в настоящее время достаточно быстро, в течение нескольких недель. Относительно узкая поздняя древесина в изученных Р.А. Спайсером и др. (Spicer *et al.*, 1992) образцах позднеальбской - сеноманской древесины Северной Аляски также свидетельствует о быстрой смене лета на зиму и вполне согласуется с наблюдаемой ныне быстрой сменой продолжительности светового дня в высоких широтах. В кампанских - маастрихтских древесинах Северной Аляски соотношение поздней и ранней древесины больше, что Р.А. Спайсер и др. связывают с более холодными летними темпера-

турами в конце позднемеловой эпохи по сравнению с таковыми в ее начале (Spicer *et al.*, 1992).

## ДИСКУССИЯ

Итак, из рассмотренных данных о меловых широколиственных листопадных флорах приполярных районов Азии и Северной Америки объяснения требуют: а) само существование таких флор в столь высоких широтах, б) динамика разнообразия и количественного участия во флорах широколиственных платанообразных растений, рассмотренные на примере меловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона, и в) морфологические особенности этих растений: крупный размер их листьев наряду с большим диапазоном изменчивости размера листовых пластинок.

Отсутствие более или менее длительного морозного зимнего периода и, вероятно, температурного ограничения для роста древесных листопадных растений позволяет предположить, что листопадность приполярных лесов (за исключением некоторых хвойных и, возможно, цикадофитов), скорее всего, была связана не столько с зимними холодами, сколько с дефицитом света зимой. Упомянувшиеся выше находки сеноманских ископаемых древесин Чукотки с хорошо выраженными годовыми кольцами также, вероятно, свидетельствуют о сезонности роста растений, контролируемой зимним недостатком света. С другой стороны,

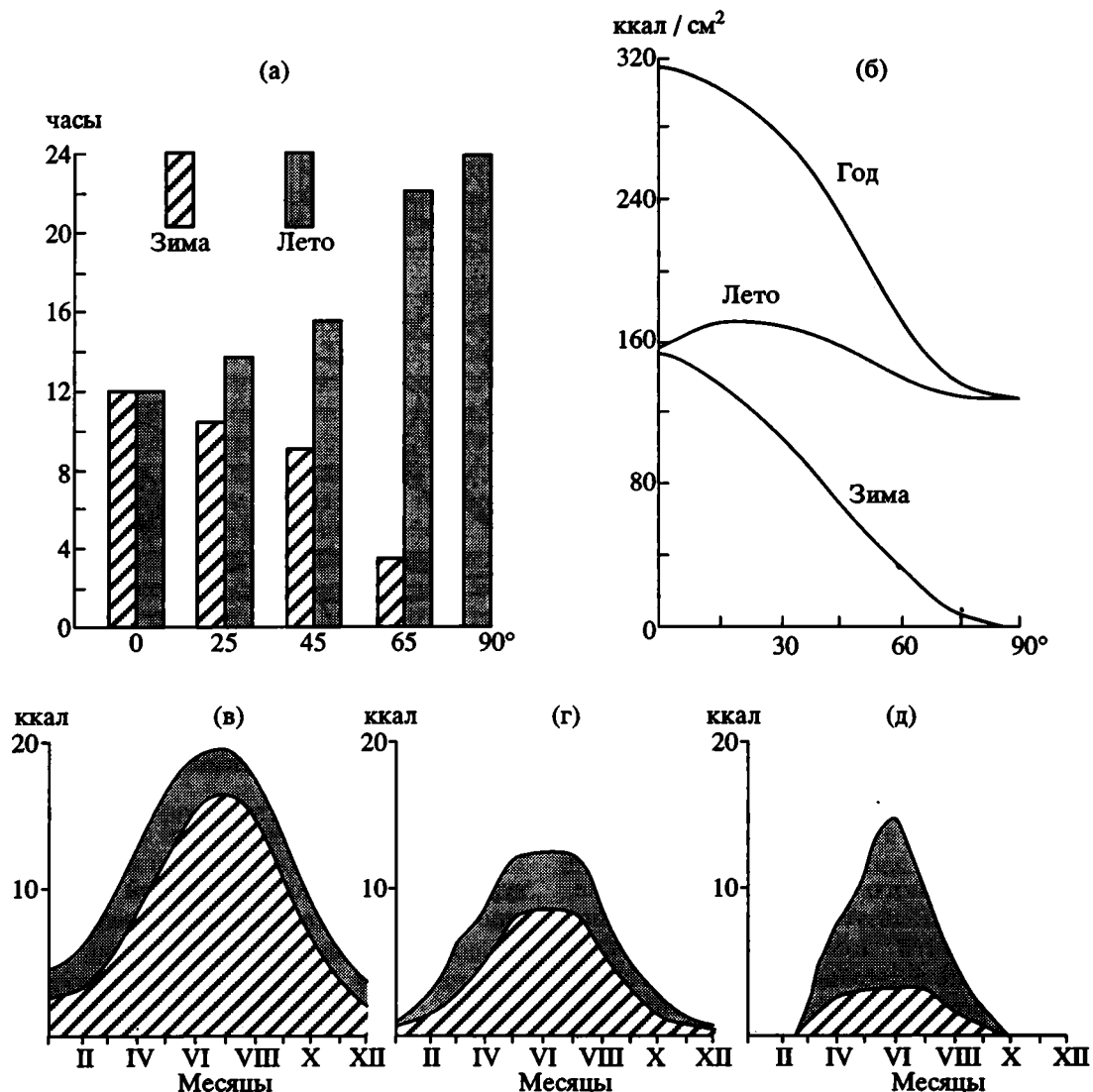


Рис. 5. Солнечная радиация на различных широтах.

(а) – продолжительность светлой части суток в наиболее короткий зимний и наиболее длинный летний дни (Хромов, 1968); (б) – приток солнечной радиации на горизонтальную поверхность (без учета поглощения и рассеяния атмосферой) в течение зимнего и летнего полугодий и суммарный за год (Хромов, 1968); (в - д) – изменения в течение года количества прямой (косая штриховка) и рассеянной (точки) солнечной радиации вблизи экватора (в), в средних (г) и высоких (д) широтах (Шенников, 1950).

в течение летнего вегетационного периода растения этих лесов получали благодаря продолжительному световому дню и повышенному содержанию в высоких широтах рассеянного солнечного света в общем его потоке достаточное для эффективного фотосинтеза количество солнечной энергии, вполне сопоставимое с тем, которое получают растения низких и средних широт, а также достаточное количество тепла и влаги. Следовательно, вопреки распространенному мнению, не недостаток света, а недостаток тепла ограничивает современное распространение лесной растительности в Арктике. Интересно, что экспериментальные данные свидетельствуют, что современные растения, помещенные в условия

искусственной “темной полярной зимы” с отсутствием света в течение 10 недель, хорошо перенесли темный период, причем лучший результат наблюдался у растений, содержавшихся при температуре +4°C, по сравнению с теми, которые росли при 15°C (Read, Francis, 1992).

Такие климатические условия, вероятно, способствовали широкому распространению углекислоты в высоких широтах Северного полушария. Б.А. Сальников и др. (1990) выделяют несколько эпох углекислоты в позднем мелу Северо-Западной Пацифики, приходящиеся на поздний альб - сеноман, поздний турон - сантон, ранний кампан и поздний маастрихт. На севере Аляски значительная угленосность наблюдается в



позднеальбских - сеноманских отложениях и меньшая - в конце кампана - маастрихте, ограниченное угленакопление отмечается также в коньяке (Spicer *et al.*, 1992). Меловые угленосные отложения известны также на севере Сибири (Гольберт, 1987). Процесс углеобразования может идти при условиях, когда накопление органического вещества превышает его распад. В позднем мелу в приполярных областях Азии и Северной Америки этот процесс, вероятно, обеспечивался высокой летней продуктивностью растительности в связи с высокими температурами, достаточным увлажнением и благоприятным световым режимом, совместно с небольшой скоростью распада органического вещества зимой, благодаря сравнительно низким зимним температурам. В связи с этим следует упомянуть предположение Р.А. Спайсера (Spicer *et al.*, 1992) о том, что отсутствие у ископаемых листьев из верхнего мела Аляски следов их разложения после сбрасывания в конце вегетационного периода может свидетельствовать о снижении зимних температур за отметку +4°C, когда значительно замедляется микробная активность.

Особенностями светового режима высокоширотных районов, по-видимому, объясняется широкое распространение в них в меловом периоде широколиственных покрытосеменных растений. В рассеянном солнечном свете отсутствуют инфракрасные лучи, которые почти не поглощаются хлорофиллом (Лархер, 1978), но могут вызвать перегрев крупных листьев. У многих современных видов Северного полушария размер листьев увеличивается у особей, растущих в более северных местностях, что Е. Варминг (1902) объясняет более продолжительным воздействием сравнительно слабого освещения. Сильный прямой солнечный свет задерживает рост побегов и листьев. Хорошо известно, что теневые листья растений как правило более широкие и крупные, чем световые (Лархер, 1978): так, у *Majantemum bifolium* (L.) F. Schmidt листья, выросшие на свету, примерно втрое меньше листьев, развившихся в затененном месте (Варминг, 1902).

Наиболее крупнолистные растения современной флоры обитают под пологом леса в тропических дождевых лесах (Васильев и др., 1978), где преобладает слабый рассеянный свет, а прямые солнечные лучи почти полностью отсутствуют. Максимальная интенсивность фотосинтеза у широколиственных деревьев достигается при относительной освещенности 30% от полной и меньше (Спурр, Барнес, 1984). Экспериментальные данные показали, что наибольшая скорость роста семян *Platanus occidentalis* L. наблюдается при частичной (около 20% от полной) освещенности (Спурр, Барнес, 1984).

Помимо количества и качественного состава света, влажность также влияет на размер листьев растений: формирование крупных листьев воз-

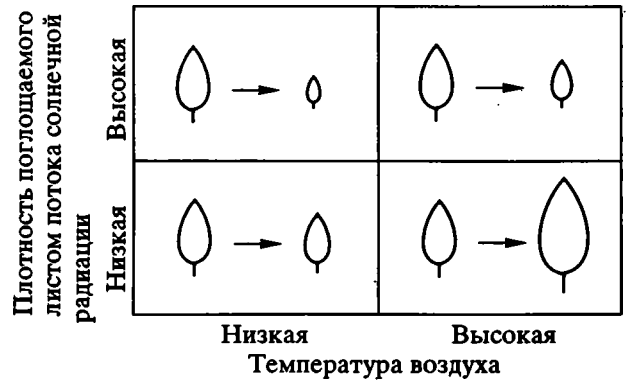


Рис. 6. Ожидаемые согласно модели Д. Паркхорста тенденции отбора по размеру листьев в зависимости от условий освещенности и температуры воздуха (Wintsch, 1979).

можно лишь при высокой влажности воздуха, ограничивающей транспирацию, и при обильном снабжении растений водой, обеспечивающем интенсивный рост листьев.

Д. Паркхорст посредством экспериментов и математического моделирования физиологических процессов в листе попытался выяснить, в каких условиях листья какого размера наиболее выгодны растению для большей продуктивности фотосинтеза на единицу потери воды (Wintsch, 1979). Им была предложена "модель эффективности использования воды", согласно которой (рис. 6) более крупные листья, как правило, имеют преимущество над мелкими при высокой температуре воздуха и низкой освещенности. При этих условиях крупные листья способны оставаться более холодными, чем мелкие, и, следовательно, меньше терять воду посредством испарения. Эта модель, в частности, объясняет, почему теневые листья крупнее световых, а растения с мелкими листьями наиболее характерны для районов с холодным климатом и в областях, где интенсивность солнечной радиации высока (степи, пустыни).

Можно, таким образом, заключить, что широкое развитие в приполярных областях Северного полушария позднемеловых широколиственных листопадных лесов было возможно благодаря существованию на этой территории влажного умеренно-теплого высокоширотного климата, характеризовавшегося специфическими световыми условиями: недостатком света зимой и продолжительным в течение суток, сравнительно слабым и преимущественно рассеянным освещением в течение летнего вегетационного периода.

Как было показано на примере меловой истории широколиственных платанообразных Анадырско-Корякского субрегиона, эти растения были наиболее многочисленны и разнообразны в приполярных областях Северного полушария в

туроне - коньяке и в конце мелового периода. В позднем альбе - сеномане широколиственные платанообразные были обычными, но не очень разнообразными компонентами некоторых арктических флор и встречались редко или отсутствовали в других флорах. В сантоне - кампане на рассматриваемой территории наблюдается существенное сокращение количества и разнообразия этих растений. Такую картину в распространении и разнообразии платанообразных, вероятно, можно объяснить определенными климатическими изменениями: в сеномане и в сантоне - кампане севера Сибири и Северо-Востока России наблюдаются потепление и уменьшение влажности климата (рис. 2). Иссущение климата само по себе, вероятно, должно было отрицательно сказаться на развитии широколиственной растительности. Кроме того, оно, возможно, вызвало также уменьшение облачности и содержания водяных паров в атмосфере приполярных районов, что повлекло возрастание доли прямой солнечной радиации в общем ее потоке, приведшему к редукции широколиственных лесов.

Большая вариабельность размера листьев в пределах одного вида, типичная для большинства позднемеловых арктических широколиственных покрытосеменных, может хотя бы отчасти быть объяснена расположением листьев в кроне деревьев (Wolfe, 1987): крупные листья, возможно, развивались на затененных под пологом леса частях растений, тогда как мелкие листья происходят из верхних, хорошо освещенных частей крон деревьев. Помимо этого, широкий диапазон изменчивости размеров листьев этих растений может быть связан с сезонным характером развития годичных побегов. Автором была предложена реконструкция годичного побега *Paraprotophyllum ignatianum* (Kryshch. et Baik.) Herman (Герман, 1990). Если принять за модель для такой реконструкции современный граб *Carpinus betulus* L., у которого наблюдаются сходные с *P. ignatianum* соотношения длины, относительной ширины и симметричности листьев, можно предположить, что у ископаемого растения на побеге ранние весенние листья были короткие, широкие, часто асимметричные; более поздние весенние и летние листья становились длиннее, их относительная ширина уменьшалась, а симметричность возрастала; листья последних узлов годичного побега, возможно, были несколько меньше предыдущих, симметричные. Такая реконструкция неплохо согласуется с предложенной Д. Паркхорстом моделью (рис. б): в отличие от крупных листьев середины годичного побега, развивавшихся при достаточно высоких весенне-летних температурах, более мелкие ранние весенние и летне-осенние листья, вероятно, росли при более низких температурах воздуха.

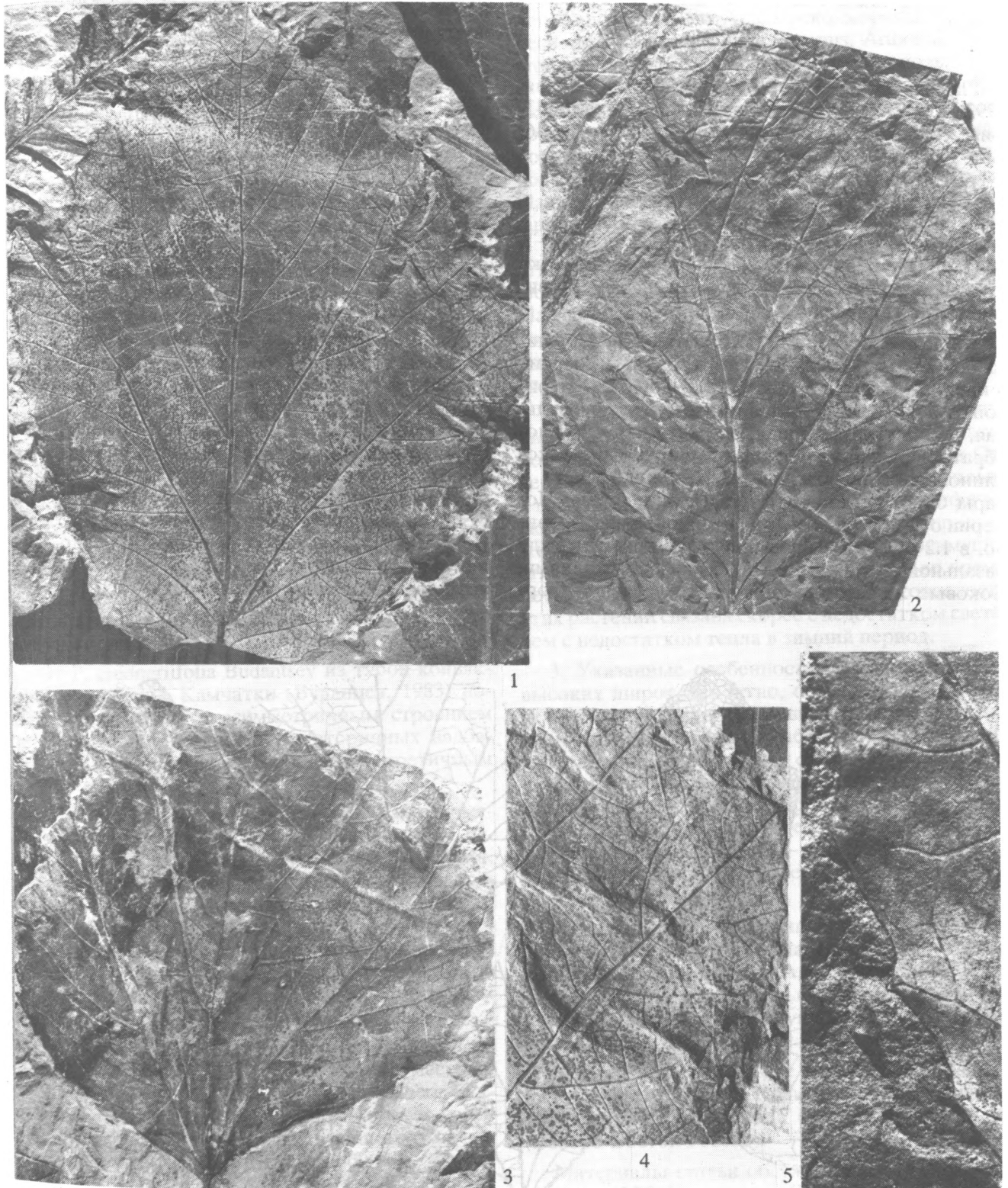
## НОВЫЙ ВИД ПЛАТАНА ИЗ ПОЗДНЕГО АЛЬБА - СЕНОМАНА ЧУКОТКИ

Описываемый вид происходит из отложений средней подсвиты кривореченской свиты, обнажающихся на правом берегу р. Гребенки (правый приток р. Анадырь в его среднем течении), в 4 км ниже по течению устья р. Малая Гребенка (Щепетов и др., 1992). Эти отложения представлены переслаивающимися конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами, причем литологический состав слоев по простиранию не выдерживается. Практически все мелко- и среднезернистые разности пород содержат растительный детрит или отпечатки растений. Общая мощность разреза среднекривореченской подсвиты на правом берегу р. Гребенка составляет 105 - 115 м. Возраст пород рассматриваемого обнажения (и заключенных в них ископаемых растений) с учетом их стратиграфического положения (ниже отложений на р. Горная с остатками аммонитов и двустворок раннесеноманского возраста) и данных спорово-пыльцевого анализа устанавливается как поздний альб. - ранний сеноман (Щепетов и др., 1992).

Большая часть ископаемых листьев нового вида была собрана из пачки зеленовато-серых плотных мелкозернистых песчаников мощностью 1 м в верхней части разреза подсвиты в южной части обнажения (захоронение 35: Щепетов и др., 1992). Вместе с отпечатками листьев *Platanus louravetlanica* sp. nov., доминирующими в захоронении и образующими здесь "листовую кровлю", были встречены остатки *Sagenopteris variabilis* (Velen.) Velen., *Nilssonia serotina* Heer, *Nilssonia* sp., *Nilssonocladus* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Unger) Heer, *Sphenobaiera vera* Samyl. et Shczep., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Pseudotorellia* (?) sp., *Taxites* ex gr. *intermedius* (Hollick) Samyl., *Pityospermum semiovale* Samyl., *Sequoia* sp. (шишка), *Magnoliaephyllum alternans* (Heer) Seward, *Menispermites* ex gr. *septentrionalis* Hollick, *Scheffleraephyllum* (= *Debeya* ?) *venustum* (Philipp.) Philipp., *Cissites* sp., *Dalambia vachrameevii* Lebed. et Herman, *Grebekia anadyrensis* (Kryshch.) E. Lebed., *Dicotylophyllum* sp. cf. *Palaeonuphar nordenskioldii* (Heer) Bell. Помимо захоронения 35, остатки нового вида были встречены и в других флороносных слоях в пределах данного обнажения (Щепетов и др., 1992), но по количеству отпечатков *Platanus louravetlanica* sp. nov. и их сохранности эти местонахождения существенно уступают первому.

Изученные образцы хранятся в Северо-Восточном комплексном НИИ (СВКНИИ) ДВО РАН, г. Магадан, коллекция ПФ-1.

Новый вид описан автором совместно с С.В. Щепетовым (СВКНИИ ДВО РАН).



*Platanus louravetlanica* sp. nov.: 1 – голотип № 1007/35-632а (х 1); 2 – экз. № 1007/35-649 (х 1); 3 – экз. № 1007/35-629а (х 2/3); 4 – боковая лопасть, голотип № 1007/35-632а (х 2); 5 – краевые зубцы, экз. № 1007/35-649 (х 4).

Род *Platanus* Linnaeus

*Platanus louravetlanica* Herman et Shczepetov, sp. nov.

## Табл. 1

*Platanus* aff. *embicola*: Щепетов, Герман, Белая, 1992, табл. 41, фиг. 3, табл. 42, фиг. 2, табл. 43, фиг. 2, табл. 44, фиг. 6, табл. 45, фиг. 1 - 3, табл. 46, фиг. 1 - 3, табл. 47, фиг. 1 - 3, табл. 48, фиг. 1 - 3.

Название вида – от лоураветлан (чукотск.) – чукча (Леонтьев, Новикова, 1989).

Голотип – СВКНИИ ДВО РАН, колл. ПФ-1, № 1007/35-632а; среднее течение р. Гребенка (бас. р. Анадырь); среднекривореченская подсвета, верхний альб - нижний сеноман.

Описание (рис. 7). Листья простые, с небольшими боковыми лопастями, асимметричные, средних и крупных размеров, длиной от 7 до 16 см, шириной от 6 до 14 см. Форма листьев округлая, овальная, широкоромбовидная, широко- или округло-обратнояцевидная. Основание широко- или узкоклиновидное, низбегающее. Верхушки листа и пары боковых лопастей острые или тупые. Померии относительно узкие, их ширина, как правило, в 1.2 - 1.5 раза превышает расстояние между базальной и нижней супрабазальной жилками. Боковые лопасти маленькие, треугольной фор-

мы. Часто левая и правая лопасти располагаются на разной высоте и могут различаться по величине (рис. 7а, 7в). Край листа зубчато-выемчатый почти от самого основания. Зубцы острые, треугольные, с маленькими железками на верхушках. Размер зубцов варьирует как у разных экземпляров, так и в пределах одного листа (рис. 7; табл. 1, фиг. 4, 5). Выемки между зубцами закругленные. Черешок длинный, достигал длины 6 - 7 см и более (целиком не сохранился).

Жилкование пальчато-перистое краспедодромное. Базальные жилки, как правило, отходят от средней асимметрично, иногда супротивные, приподняты над основанием листа на 5 - 25 мм, развиты хорошо или не сильно отличаются по толщине и разветвленности от выше- и нижележащих вторичных, причем могут быть разной толщины и длины у одного экземпляра, прямые или почти прямые. От каждой базальной жилки отходят 1 - 2 неветвящихся акроскопических ответвлений и 5 - 7 базископических ответвлений, крупные из которых также ветвятся 1 - 3 раза. Инфрабазальных жилок до четырех пар, они могут быть тонкими, короткими и неветвящимися, а могут быть хорошо развиты и ветвиться 2 - 3 раза. Вторичных супрабазальных жилок 4 - 5 пар, нижние из них ветвятся, верхние – нет. Третичное жилкование от ортогонально-сетчатого до ветви-

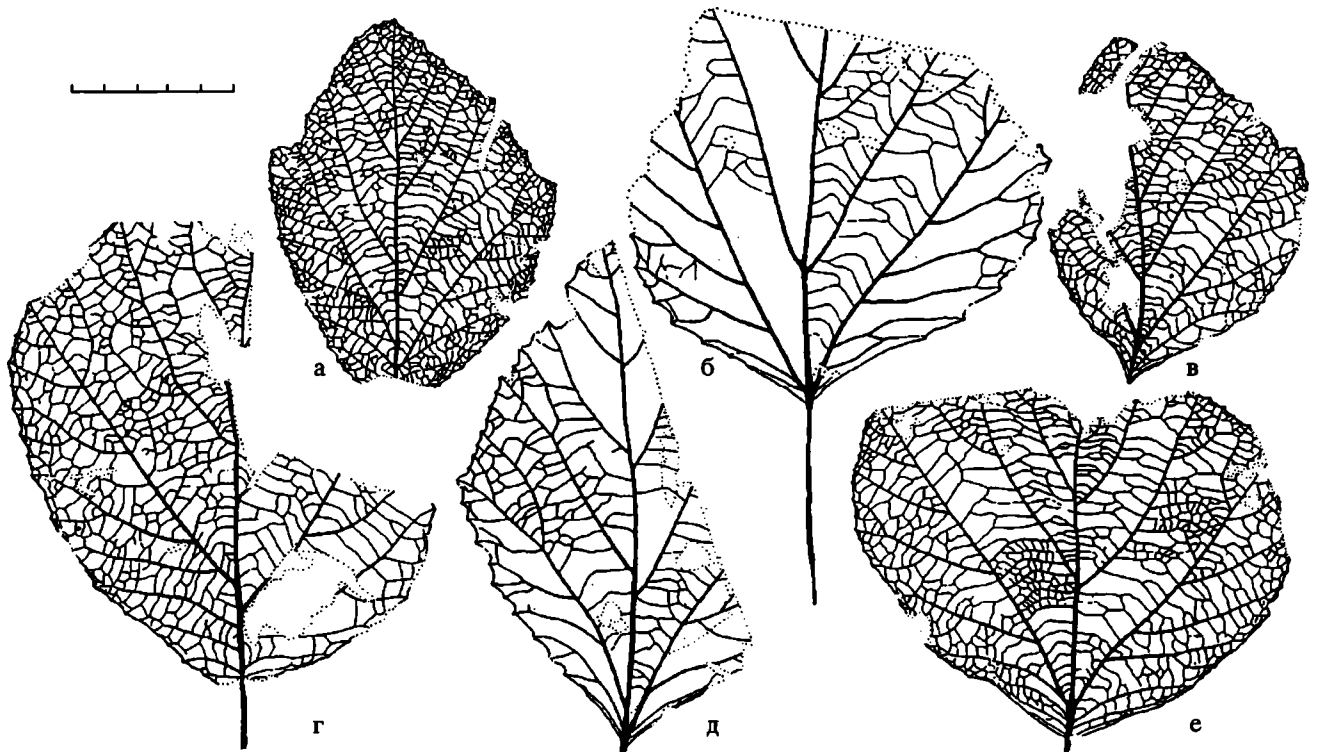


Рис. 7. *Platanus louravetlanica* sp. nov.

а – голотип № 1007/35-632а, б – экз. № 1007/35-629а, в – экз. № 1007/35-649, г – экз. № 1007/35-653, д – экз. № 1007/35-651а, б, е – экз. № 1007/35-646в; линейка в см.

сто-лестничного, причем иногда бывает трудно разграничить жилки третьего и четвертого порядков. Жилкование четвертого порядка ортогонально-сетчатое или близкое к нему (рис. 7е).

**Сравнение.** Новый вид отличает от других видов *Platanus* асимметричность основания листа и листовой пластинки в целом (в том числе асимметрия в расположении и величине боковых лопастей), часто наблюдающаяся несимметричность отхождения боковых базальных жилок и разная их толщина, а также характер третичного жилкования – переходный от ортогонально-сетчатого к ветвисто-лестничному (у большинства современных и ископаемых платанов третичное жилкование лестничное и ветвисто-лестничное). Эти признаки отличают *P. louravetlanica* от наиболее близкого к нему *P. newberryana* Heer (Capellini, Heer, 1867; Герман, Лебедев, 1991).

От другого близкого вида *P. embicola* Vachrameev из сеномана Западного Казахстана (Вахрамеев, 1952) новый вид отличается, как правило, более узкими листьями и меньшим развитием акроскопических ответвлений от базальных и нижних супрабазальных вторичных жилок. *P. williamsii* Bell (Bell, 1963) из сеномана Западной Канады также, в отличие от *P. louravetlanica*, обладает более широкими листьями и, кроме того, базальные жилки у этого вида более развитые и, как и вторичные супрабазальные, более круто восходят вверх.

От *P. credneriifolia* Budantsev из турон-коньякских отложений Камчатки (Буданцев, 1983) новый вид отличается асимметричным строением листа, большим количеством вторичных надбазальных жилок и менее совершенным третичным жилкованием.

*P. latibasalis* Hollick и *P. valida* Hollick из сеномана бассейна р. Юкон на Аляске (Hollick, 1930), известные по фрагментарным остаткам, возможно, сходны с новым видом, однако первый отличается от него усеченным основанием листа и, видимо, более сильными базальными жилками, а второй – более широкой листовой пластинкой, широкими помериями, сильными базальными жилками и более упорядоченным лестничным третичным жилкованием.

**Замечания.** Отпечаток листа, описанного А.Н. Криштофовичем (1958) из того же местонахождения, что и наш материал, как *Credneria inordinata* Hollick, возможно, принадлежит *P. louravetlanica*. Однако фрагментарность данного отпечатка не позволяет уверенно судить об этом.

**Распространение:** поздний альб - ранний сеноман бассейна р. Анадырь (Северо-Восток России).

**Материал:** более 20 отпечатков листьев разной сохранности из среднекривореченской подлитвы в среднем течении р. Гребенка (правый приток р. Анадырь).

## ВЫВОДЫ

1. Крупнолистные платанообразные представлены в позднем мелу Анадырско-Корякского субрегиона 17 видами родов *Platanus*, *Arthollia*, *Paraprotophyllum* и *Pseudoprotophyllum*. Они появляются в позднем альбе - сеномане (один вид рода *Platanus*), максимальное разнообразие и количество этих растений наблюдаются в туроне (три вида рода *Platanus*, два вида рода *Arthollia* и два вида рода *Paraprotophyllum*) и коньяке (три вида рода *Platanus*, два вида рода *Arthollia*, два вида рода *Paraprotophyllum*, один вид рода *Pseudoprotophyllum*). В сантоне - среднем маастрихте разнообразие этих растений и их количественное участие в тафлорах существенно снижаются (три вида рода *Platanus*, один вид рода *Paraprotophyllum*), но вновь, хотя и не столь значительно, возрастают в конце маастрихта (по одному виду родов *Platanus*, *Arthollia* и *Pseudoprotophyllum*).

2. Распространение крупнолистных листопадных покрытосеменных, в первую очередь платанообразных, в приполярных районах Азии и Северной Америки объясняется достаточно теплым и влажным климатом позднего мела и специфическим световым режимом высоких широт: продолжительным в течение суток, слабым и преимущественно рассеянным солнечным светом во время летнего вегетационного периода. Листопадность этих растений связана скорее с недостатком света, чем с недостатком тепла в зимний период.

3. Указанные особенности светового режима высоких широт, вероятно, объясняют морфологическую специфику меловых приполярных покрытосеменных: большой абсолютный размер их листовых пластинок наряду со значительным диапазоном изменчивости размеров листьев в пределах одного вида. Первое, вероятно, связано с преобладанием в течение вегетационного периода рассеянного света, второе – с сезонным характером развития годичных побегов и расположением листьев в кроне дерева.

4. Относительные потепление и уменьшение влажности климата в сеномане и сантоне - кампании приполярных районов Азии и Северной Америки, вероятно, отрицательно сказались на количестве и разнообразии крупнолистных платанообразных в этих районах.

5. Приводится описание нового вида *Platanus louravetlanica* Hergman et Shczepetov из позднего альба - раннего сеномана бассейна р. Анадырь (Северо-Восток России).

Материалы статьи обсуждались с М.А. Ахметьевым, Н.М. Чумаковым (ГИН РАН), Д.Л. Дилчером (США, Университет Флориды), З. Квачком (Чешская республика, Карлов университет) и Р.А. Спайсером (Великобритания, Оксфордский университет). Описываемые остатки платана были собраны автором совместно с Ю.Е. Апт,



О.В. Цейтвой и С.В. Щепетовым (СВКНИИ ДВО РАН). Перечисленным коллегам автор выражает искреннюю признательность.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Международного научного фонда, проект M96000.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берг Л.С.* Основы климатологии. М., Л.: Гос. изд-во, 1927. 265 с.
- Буданцев Л.Ю.* Морфология листьев и таксономия родов *Protophyllum* Lesq. и *Pseudoprotophyllum* Hollick // Вопросы сравнительной морфологии семенных растений. Л.: Наука, 1975. С. 90 - 107.
- Буданцев Л.Ю.* История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л.: Наука, 1983. 156 с.
- Варминг Е.* Распределение растений в зависимости от внешних условий (экологическая география растений). Санкт-Петербург: Брокгауз-Ефрон, 1902. 260 с.
- Васильев А.Е., Воронин Н.С., Еленевский А.Г., Серебрякова Т.И.* Ботаника: Анатомия и морфология растений. М.: Просвещение, 1978. 480 с.
- Вахрамеев В.А.* Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана // Региональная стратиграфия СССР. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 340 с.
- Вахрамеев В.А.* Климаты северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники // Палеонтол. журн. 1978. № 2. С. 3 - 17.
- Вахрамеев В.А.* Развитие флор в средней части мелового периода и древние покрытосеменные // Палеонтол. журн. 1981. № 2. С. 3 - 14.
- Вахрамеев В.А.* Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с.
- Герман А.Б.* Новый род платанообразных покрытосеменных из верхнемеловых отложений Камчатки // Палеонтол. журн. 1984. № 1. С. 71 - 79.
- Герман А.Б.* Изменчивость листьев и реконструкция годичного побега *Raprotophyllum ignatianum* // Региональная геология: тектоника, литология и стратиграфия. М.: ГИН АН СССР, 1990. С. 79 - 83.
- Герман А.Б.* Этапность и цикличность развития позднемеловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993а. Т. 1. № 1. С. 87 - 96.
- Герман А.Б.* Маастрихтская флора междуречья Эмима-Ильнайваам и ее стратиграфическое значение (северо-восток Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993б. Т. 1. № 4. С. 64 - 72.
- Герман А.Б., Головнева Л.Б.* Новый род позднемеловых платанообразных Северо-Востока СССР // Ботанич. журн. 1988. Т. 73. № 10. С. 1456 - 1467.
- Герман А.Б., Лебедев Е.Л.* Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 189 с.
- Головнева Л.Б.* Маастрихт-датская флора хребта Рарыткин (Корякское нагорье): Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Л.: Ботанич. ин-т АН СССР, 1990. 16 с.
- Головнева Л.Б., Герман А.Б.* Новые данные о составе и возрасте флоры корякской свиты (Корякское нагорье, Северо-Восток России) // Ботанич. журн. 1992. Т. 77. № 7. С. 60 - 71.
- Гольберт А.В.* Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 222 с.
- Красилов В.А.* Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.
- Криштофович А.Н.* Меловая флора бассейна р. Анадырь // Тр. БИН АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1958. Вып. 3. С. 7 - 70.
- Лархер В.* Экология растений. М.: Мир, 1978. 384 с.
- Леонтьев В.В., Новикова К.А.* Топонимический словарь Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1989. 456 с.
- Несов Л.А., Головнева Л.Б.* История развития флоры, фауны позвоночных и климата в позднем сеноне на северо-востоке Корякского нагорья // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 191 - 212.
- Сальников Б.А., Сальникова Н.Б., Туренко Т.В.* Корреляция угленосных толщ в морских отложениях Северо-Западной Пацифики // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 167 - 175.
- Спурр С.Г., Барнес Б.В.* Лесная экология. М.: Лесная промышленность, 1984. 480 с.
- Терехова Г.П., Филиппова Г.Г.* Тыльпэгыргынайская свита и ее флористический комплекс (хр. Пекульней, Северо-Восток СССР) // ДАН СССР. 1984. Т. 278. № 6. С. 1443 - 1446.
- Хромов С.П.* Метеорология и климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 491 с.
- Шенников А.П.* Экология растений. М.: Советская наука, 1950. 375 с.
- Щепетов С.В., Герман А.Б., Белая Б.В.* Среднемеловая флора правобережья р. Анадырь (стратиграфическое положение, систематический состав, атлас ископаемых растений). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1992. 166 с.
- Эпштейн О.Г.* Климаты мезозоя - кайнозоя Северной Азии и ледово-морские отложения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 2. С. 49 - 61.
- Bell W.A.* Upper Cretaceous floras of the Dunvegan, Bad Heart, and Milk River formations of Western Canada // Geol. Surv. Canada Bull. 1963. № 94. 76 p.
- Brouwers E.M., Clemens W.A., Spicer R.A., Ager T.A., Carter L.D., Sliter W.V.* Dinosaurs on the North Slope, Alaska: high latitude, latest Cretaceous environments // Science. 1987. V. 237. № 4822. P. 1608 - 1610.
- Capellini J., Heer O.* Les phyllites cretacees du Nebraska // Neue Denkschr. Schweiz. Ges. Naturwiss. 1867. Bd. 22. S. 1 - 22.
- Chumakov N.M.* Scattered stones in Mesozoic deposits of North Siberia, USSR // Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. P. 264.
- Currie P.J.* Long-distant dinosaurs // Natur. hist. 1989. June. P. 61 - 65.
- Frakes L.A., Francis J.E.* A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous // Nature. 1988. V. 333. № 6173. P. 547 - 549.

- Hollich A.* The Upper Cretaceous floras of Alaska // U. S. Geol. Surv. Prof. aper. 1930. V. 159. 123 p.
- Krassilov V.A.* Changes of Mesozoic vegetation and the extinction of dinosaurs // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1981. V. 34. P. 207 - 224.
- Parrish J.T., Spicer R.A.* Late Cretaceous terrestrial vegetation: a near-polar temperature curve // *Geology*. 1988. V. 16. P. 22 - 25.
- Read J., Francis J.* Responses of some Southern Hemisphere tree species to a prolonged dark period and their implications for high-latitude Cretaceous and Tertiary floras // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1992. V. 99. № 3/4. P. 271 - 290.
- Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C.* Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. 102 p.
- Spicer R.A., Parrish J.T.* Paleobotanical evidence for cool north polar climates in middle Cretaceous (Albian-Cenomanian) time // *Geology*. 1986. V. 14. № 8. P. 703 - 706.
- Spicer R.A., Parrish J.T., Grant P.R.* Evolution of vegetation and coal-forming environments in the Late Cretaceous of North Slope of Alaska // Controls on the distribution and quality of Cretaceous coals. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1992. № 267. P. 177 - 192.
- Wintsch S.* Ecology - changing portraits of the present // Research and creative activity at Indiana University, Bloomington. 1979. V. 3. № 2. P. 17 - 24.
- Wolfe J.A.* Late Cretaceous-Cenozoic history of deciduousness and terminal Cretaceous event // *Paleobiology*. 1987. V. 13. № 2. P. 215 - 226.
- Zakharov V.A., Kurushin N.I., Shurygin B.N.* Mesozoic bio-events at the North of Siberia // Phanerozoic global bio-events and event stratigraphy. 5-th Int. Conf. on Bio-Events (Göttingen, February 16 - 19, 1992). Abstr. vol. Göttingen, 1992. P. 123 - 124.

Рецензент Н.М. Чумаков



Эволюция биосферы

УДК 563.14:551.781(564.3)

## ПАЛЕОГЕНОВЫЕ РАДИОЛЯРИИ МАССИВА ТРОДОС (КИПР)

© 1994 г. И. Е. Хохлова

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 24.03.93 г., получена с доработки 22.09.93 г.

Изучены ассоциации радиолярий из 67 образцов, отобранных из непрерывного разреза палеогеновых отложений близ села Перапеди, Кипр. В палеоцене установлены два подразделения умеренно-бореальной шкалы Г.Э. Козловой (1990) – *Buryella tetradica* и *Petalospyris foveolata*. В эоценовой части разреза установлены зоны общей тропической шкалы по радиоляриям. Анализ таксономического состава комплексов радиолярий показывает, что в палеоценовое время и по крайней мере в первой половине раннего эоцена наблюдается большое сходство фауны радиолярий из разреза Перапеди с одновозрастными ассоциациями Поволжья, Предкавказья и некоторых других районов. Это обусловлено климатическими изменениями и расположением субширотных водных масс в палеоцене, раннем и среднем эоцене.

### ВВЕДЕНИЕ

Разрез Перапеди находится на южном склоне офиолитового массива Тродос и в определенной степени является уникальным. Он представляет собой непрерывную последовательность отложений от верхнего мела до палеогена включительно. Офиолитовая формация Перапеди в основании осадочной серии перекрывается бентонитовыми глинами и аргиллитами формации Каннавью, содержащими кампан-маастрихтские радиолярии. Выше отложений формации Каннавью начинается разрез карбонатных осадков верхнего мела - кайнозоя формаций Нижняя Лэфкара, Средняя Лэфкара и Верхняя Лэфкара.

Отложения кайнозоя Кипра были описаны неоднократно; выделяется серия литолого-стратиграфических формаций (Henson *et al.*, 1949; и др.). Фаунистически эти отложения были изучены недостаточно. Изучались в основном планктонные фораминиферы, однако зонального расчленения нигде, кроме района Пафоса, проведено не было.

Сведения о присутствии в палеогеновых осадках Кипра радиолярий содержатся в работе М. Мантиса (Mantis, 1977). Из массивных мергелей и известняков формации Верхняя Лэфкара им был определен комплекс радиолярий из 28 видов, обнаруженный совместно с фораминиферами зоны *Hantkenina alabamensis* и датированный поздним эоценом.

В действительности зона *Hantkenina alabamensis* крымско-кавказской шкалы по фораминиферам соответствует зоне *Orbulinoides beckmanii*

общей шкалы и относится к среднему эоцену. Об этом же возрасте говорят и изображения радиолярий, приведенные в статье.

При проведении литолого-стратиграфических работ на Кипре в 1987 г. были отобраны образцы из нескольких разрезов, наращивающих друг друга. Радиолярии обнаружены в верхнемеловых - олигоценовых отложениях близ села Перапеди. Образцы из того же разреза отобраны детально в 1990 г. В.А. Крашенинниковым, а затем переданы им автору статьи, за что я ему глубоко признательна.

Изучено 67 образцов, содержащих различные по обилию и сохранности комплексы радиолярий. В определении меловых радиолярий принимала участие Л.Г. Брагина. Фораминиферы из этих же образцов изучались В.А. Крашенинниковым.

Меловые и эоценовые породы расчленены в соответствии с общей зональной тропической шкалой по радиоляриям (Foreman, 1977; Sanfilippo *et al.*, 1985), палеоценовые – в соответствии с умеренно-бореальной шкалой Г.Э. Козловой (1984, 1990) (рис. 1, 2). Ниже приводятся данные по радиоляриевой фауне и стратиграфическому расчленению верхнемеловых - эоценовых отложений разреза Перапеди. Используется разбивка на местные стратиграфические подразделения – формации и пачки.

В разрезе верхнемеловых и палеогеновых отложений разреза Перапеди выделяются следующие формации: Каннавью (бентонитовые глины), Нижняя Лэфкара (мягкие мергели, в средней части



формации с окремнением), Средняя Лefкара (сильноокремненные известняки), Верхняя Лefкара (толстослоистые мелоподобные мергели) (рис. 2).

## СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА ПЕРАПЕДИ ПО РАДИОЛЯРИЯМ

### Формация Каннавью

*Мел. Нижний - средний кампан.* Светло-коричневые бентонитовые глины содержат разнообразный комплекс радиолярий хорошей сохранности. Видовой состав типичен для зоны Amphipyndax pseudoconulus. Доминируют виды родов Dictyomitra, Stichomitra, Pseudoaulophacus: Dictyomitra duodecimcostata, D. torquata, D. densicostata, D. kozlovae, D. formosa, Stichomitra cechena, S. aff. campi, S. alamedaensis, Pseudoaulophacus floresensis, P. praefloresensis.

Перечисленные виды встречаются в большом количестве, однако типичные экземпляры вида-индекса не обнаружены. В комплексе также много спонгодисцид. Наиболее характерные элементы – Amphipyndax stocki, Alievium gallowayi, Rhopalastrium tumidum, Septinastrum dogieli, Cyrtocapsa sp., Praeconocaryomma universa. Мощность 3 м.

### Формация Нижняя Лefкара

*Верхний кампан - маастрихт.* Тонкослоистые мергели с отдельными прослоями светлых глинистых известняков несогласно залегают на бентонитовых глинах. В мергелях обнаружена ассоциация радиолярий зоны: Amphipyndax tylotus: индекс-вид, Xitus asymbatos, Hemicryptocapsa sp., Cyrtoalpis operosa, Theocampe sp., Dictyomitra multicosata, D. formosa, D. kozlovae, Amphipyndax stocki, Alievium gallowayi. Мощность 5 м.

*Нижний палеоцен. Датский ярус.* Серые и бурые мергели датского яруса согласно залегают на маастрихтских мергелях и содержат обильные радиолярии неудовлетворительной и средней сохранности. Определение радиолярий представляет большие трудности из-за недостатка фактических и литературных данных по этому стратиграфическому интервалу. В нижней части яруса встречаются: Lithocampe sp., Artostrobos sp., Comutella sp., доминируют же представители сфероидей и спонгодисцид. Обнаружены несколько видов Amphipyndax и Dictyomitra, более характерных для верхнемеловых отложений. В средней части радиолярии более разнообразны, сохранность их лучше. Часто встречаются Comutella californica, Actinommura aff. californica, Lithocampe aff. marinae, Stylosphaera coronata coronata, Stylosphaera goruna, Lithelius sp., Spongodiscus americanus. Много мелких спирид. На том же уровне появляются первые представители характерного для палеоцена рода Buryella-Buryella alifera Kozlova. В верхней части яруса ассоциация значительно беднее. Представи-

тели рода Buryella (B. alifera и B. pentadica) встречаются постоянно, много Stylosphaera coronata coronata, иногда – Petalospyris sp., Theocotyle auctor.

В нижнем палеоцене (датском ярусе?) Средне-го Поволжья (нижне-сызранские слои) Г.Э. Козловой была установлена зона Buryella alifera, комплекс которой не имеет аналогов в тропическом поясе. Несмотря на присутствие индекс-вида, в датском ярусе разреза Перापеди эта зона не была выделена из-за отсутствия многих сопутствующих видов. Выделяются слои с Buryella alifera. Мощность отложений датского яруса – 300 м.

*Верхний палеоцен.* В мергелях с линзами кремней содержится довольно бедная фауна радиолярий средней сохранности. Отсутствие индекс-видов и наиболее характерных элементов океанической палеоценовой фауны не позволило использовать при расчленении соответствующих отложений общую тропическую шкалу (Sanfilippo, Westerberg-Smith, Riedel, 1985).

Были выделены слои с Buryella tetradica и зона Petalospyris foveolata умеренно-бореальной шкалы Г.Э. Козловой, установленная ею для нижнего палеогена Поволжья (Козлова, 1984). Палеоценовый возраст пачки подтверждается находками редких планктонных фораминифер – зоны Morozovella conica truncata в нижней части пачки и зоны Morozovella velascoensis – в верхней. Общая мощность около 400 - 500 м.

Слои с Buryella tetradica содержат большое количество Buryella tetradica, встречаются Cenosphaera aff. subbotinae, Thyrsocyrtis sp., Vecoma sp., Lithelius foremanaе, Theocotyle auctor, Phormocyrtis striata exquisita, Thecosphaerella rotunda, Spongodiscus americanus, Tripodiscinus aff. trilobatus и др.

На нижней границе зоны происходит резкое увеличение численности B. tetradica. Верхняя граница устанавливается по подошве зоны Petalospyris foveolata. Отсутствие наиболее характерных для данного интервала тропических форм и, наоборот, наличие видов широкого географического распространения и умеренно-бореальных позволило выделить зону шкалы Г.Э. Козловой (1984).

Зона Petalospyris foveolata. Наиболее часто встречаются: Buryella tetradica, Petalospyris foveolata, Lychnocanoma auxilla, Phormocyrtis striata exquisita.

Обнаружены Gorgospyris incerticoronata, Tripodiscinus aff. trilobatus, Stylosphaera coronata coronata, Spongotrochus sp., Artostrobos sp. и др. В подошве появляются Petalospyris foveolata, Lychnocanoma auxilla, Gorgospyris incerticoronata.

В кровле резко сокращается количество мелких спирид, исчезает Tripodiscinus aff. trilobatus, Petalospyris foveolata. Мощность – около 100 м.

*Нижний эоцен.* Граница палеоцена и нижнего эоцена проводится в кровле фораминиферовой зоны Morozovella velascoensis (Крашенинников,

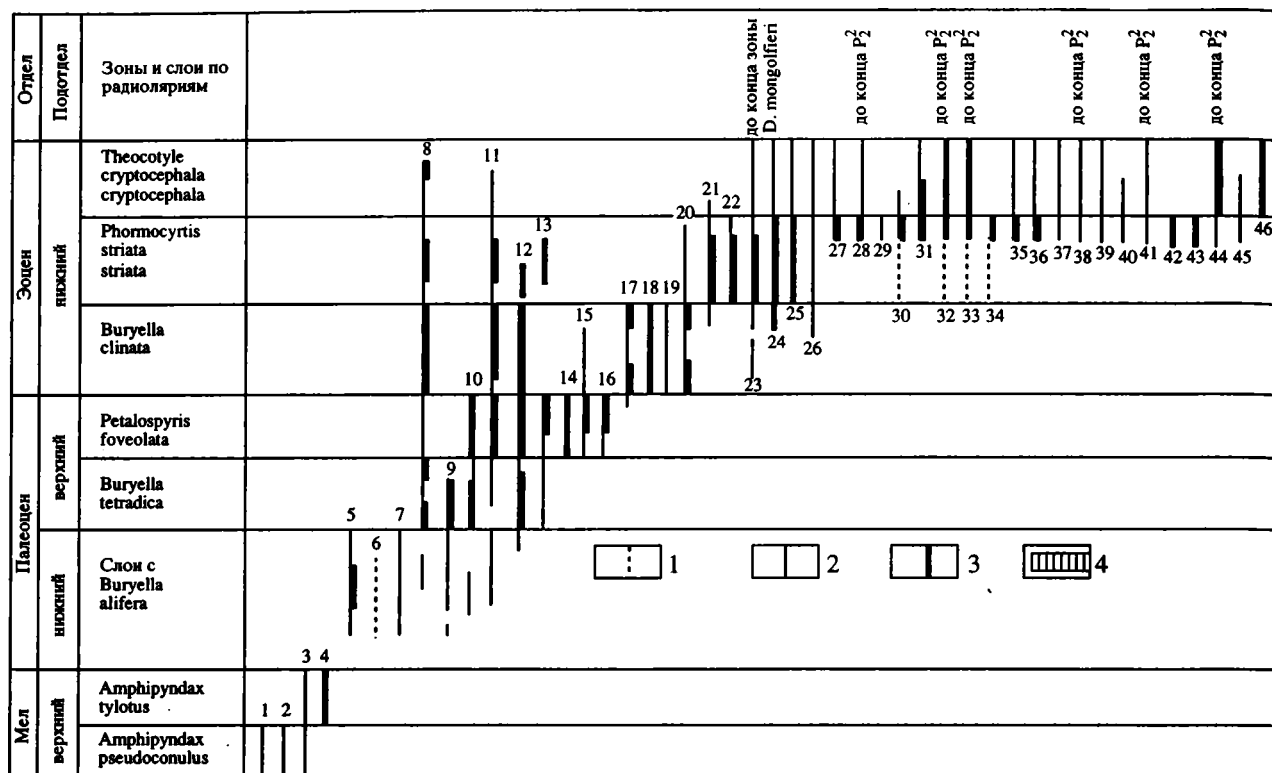


Рис. 1. Стратиграфическое распространение наиболее характерных видов радиоларий в разрезе Перapedи.

Виды радиоларий: 1 – Praeconocaryomma universa, 2 – Dictyomitra torquata, 3 – *D. kozlovae*, 4 – *Amphipyndax tylotus*, 5 – *Lithocampe* aff. *marinae*, 6 – *Buryella alifera*, 7 – *Stylosphaera goruna*, 8 – *Spongodiscus americanus*, 9 – *Theocotyle auctor*, 10 – *Actinommura* aff. *californica*, 11 – *Phormocyrtis striata exqusita*, 12 – *Buryella tetradica*, 13 – *Entapium regulare*, 14 – *Petalospyris foveolata*, 15 – *Lychnocanoma auxilla*, 16 – *Gorgospyris incerticoronata*, 17 – *Buryella clinata*, 18 – *Thyrsocyrtis hirsuta hirsuta*, 19 – *Dendrosphyris mitra*, 20 – *Phormocyrtis turgida*, 21 – *Eusyringium lagena*, 22 – *Lithochytris archaea*, 23 – *Petalospyris fiscella*, 24 – *Lychnocanoma ponderosa*, 25 – *Phormocyrtis striata striata*, 26 – *Spongotrochus paciferus*, 27 – *Calocyclus castum*, 28 – *Lychnocanoma bellum*, 29 – *Cromyodruppa regularia*, 30 – *Pterocodon ampla*, 31 – *Stylotrochus harlestonensis*, 32 – *Lamptonium colymbus*, 33 – *Podocyrtis papalis*, 34 – *Lamptonium fabaeformae*, 35 – *Calocyclus ampulla*, 36 – *Petalospyris tumidula*, 37 – *Axoprunum visendum*, 38 – *Lithomespilus mendosa*, 39 – *Amphicraspedum prolixum*, 40 – *Porodiscus parvus*, 41 – *Calocyclus hispida*, 42 – *Lychnocanoma anacolum*, 43 – *Giraffospyris lata*, 44 – *Calocyclus asperum*, 45 – *Lamptonium pennatum*, 46 – *Theocotyle cryptocephala cryptocephala*, 47 – *Lophoconus bicorne*, 48 – *Theosphaera eocenica*, 49 – *Podocyrtis aphorma*, 50 – *Rhopalocanium ornatum*, 51 – *Dictyoprora mongolfieri*, 52 – *Spongotrochus radiatus*, 53 – *Podocyrtis diamesa*, 54 – *Theoconus anaclasta*, 55 – *Stylosphaera* aff. *irinae*, 56 – *Lithochytris vespertilio*, 57 – *Thyrsocyrtis rhizodon*, 58 – *Lithocyclia aristotelis*, 59 – *Theocotylissa ficus*, 60 – *Theosphaera californica*, 61 – *Podocyrtis phyxis*, 62 – *Hexalonche senta*, 63 – *Thyrsocyrtis triacantha*, 64 – *Periphaena heliasteriscus*, 65 – *Lithocyclia ocellus*, 66 – *Podocyrtis ampla*, 67 – *Spongodiscus phrix*, 68 – *Podocyrtis fasciolata*, 69 – *Theocampe amphora*, 70 – *Eusyringium fistuligerum*, 71 – *Haliomma* aff. *melitomma*, 72 – *Podocyrtis mitra*, 73 – *Podocyrtis tennelus*, 74 – *Theocorys* aff. *sporta*, 75 – *Theocotyle venezuelensis*, 76 – *Podocyrtis fasciata*, 77 – *Sethocyrtis laguncularis*, 78 – *Sethocyrtis triconiscus*, 79 – *Podocyrtis chalara*, 80 – *Pterocorythidium barbadense*, 81 – *Dictyoprora pimum*, 82 – *Carposphaera globosa*, 83 – *Cryptoprora ornata*, 84 – *Lychnocanoma tripodium*, 85 – *Lophocyrtis jacchia*, 86 – *Phormocyrtis embolum*, 87 – *Eucyrtidium montiparum*, 88 – *Theocampe* sp. 1, 89 – *Cycladophora erinacea*, 90 – *Lophophaena macrencephala*, 91 – *Lychnocanoma bandyca*, 92 – *Calocyclus semipolita*, 93 – *Theocorys* aff. *reticula*, 94 – *Calocyclus turris*, 95 – *Thyrsocyrtis bromia*, 96 – *Liriospyris clathrata*, 97 – *Lithocampe* ex gr. *subligata*.

Условные обозначения: распространение видов: 1 – единично, 2 – обычно, 3 – часто, 4 – пропуск в отборе образцов.

1978; Bolli, 1957, 1966; Blow, 1969; Toumarkine, Luterbacher, 1985) и попадает примерно в середину радиолариевой зоны *Vekoma bidartensis*. Однако комплекс радиоларий соответствующего возраста в разрезе Перapedи недостаточен для выделения этой зоны, а установленные зоны Г.Э. Козловой – *Buryella tetradica* и *Petalospyris foveolata* не имеют пока точной возрастной привязки. Поэтому граница палеоцена и нижнего эоцена проводится в этой работе в основании вышележащей зоны *Buryella clinata*.

Очень крепкие серые известняки с линзами и пластами бурых окремнелых известняков содержат радиоларии удовлетворительной сохранности. Отложения расчленены в соответствии с общей тропической шкалой. В этой же пачке может быть выделена и зона *Petalospyris fiscella* Г.Э. Козловой (1990). Характеристика зональных комплексов дается в соответствии с тропической шкалой.

Зона *Buryella clinata* характеризуется разнообразным комплексом радиоларий с хорошей сохранностью. Наиболее обильны *Buryella tet-*

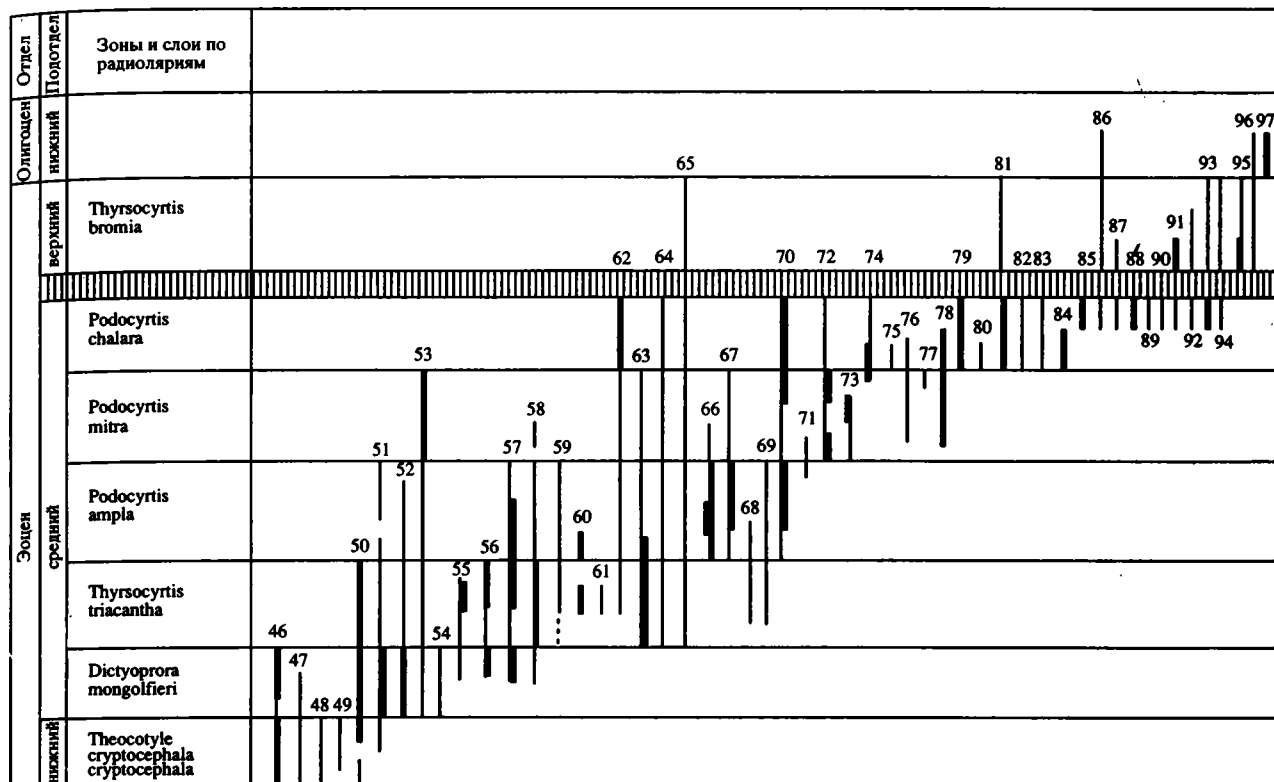


Рис. 1. Окончание.

radica, Phormocyrtis striata exquisita, Lithomitra ex gr., lineata, Artostrobos sp., Thyrsocyrtis hirsuta hirsuta, Lychnocanoma auxilla, встречаются Buryella clinata, Dendrospyris mitra, Lychnocanoma ponderosa, Spongodiscus americanus, Phormocyrtis turgida, Amphicraspedum prolixum, Spongotrochus raciferus, Petalospyris fiscella и др. В подошве появляются Buryella clinata, Eucyrtidium sp., Dendrospyris mitra, Thyrsocyrtis hirsuta hirsuta. В кровле резко сокращается количество Phormocyrtis striata exquisita, Buryella tetradica, исчезает Thyrsocyrtis hirsuta hirsuta, Dendrospyris mitra. В разрезе Перепеди эта зона по объему практически совпадает с установленной здесь же зоной Petalospyris fiscella (Козлова, 1990).

Зона Phormocyrtis striata striata содержит богатый комплекс радиолярий хорошей сохранности. Наиболее обильны Ph. striata striata, Phormocyrtis turgida, Theocotyle cryptocerphala conica, Eusyngium lagena, Pterocodon ampla, Podocyrtis papalis, Petalospyris tumidula, Lithochytris archea. Встречаются Cromyodruppa regularia, Lamptonium fabaeformae, Stylostrochus harlestonensis, Lithomespilus mendosa, Entharium regulare и др. У нижней границы зоны появляется и получает большое развитие Phormocyrtis striata striata, Lithochytris archea, Lamptonium fabaeformae fabaeformae, Pterocodon ampla, Lamptonium colymbus, Podocyrtis papalis, Petalospyris tumidula, Clathrocyclas aff. unicum. Увеличивается количество Eusyngium lagena, Petalospyris fiscella. С этого стратиграфического

уровня ассоциации радиолярий начинают приобретать черты "океанических" комплексов: большое видовое разнообразие, общее преобладание населяющих, подчиненная роль спонгодисков, отсутствие резкого преобладания какого-либо одного - двух видов, массовость экземпляров.

Зона Theocotyle cryptocerphala cryptocerphala содержит богатый и разнообразный комплекс радиолярий. Наиболее характерными видами являются Th. cryptocerphala cryptocerphala, Calocycloma ampulla, Thecosphaera eocenica, Lophoconus bicorne; часто встречаются Podocyrtis papalis, P. aphorma, Petalospyris tumidula, Rhopalocanium ornatum, Stylosphaera coronata laevis, Stylostrochus harlestonensis, Calocycloma castum, Entharium regulare, Calocyclas asperum, а также виды широкого стратиграфического и географического распространения - Stylosphaera coronata coronata, Phormocyrtis striata exquisita, Lychnocanoma bellum. В верхней части зоны найдены единичные экземпляры Dictyoprora mongolfieri.

У нижней границы зоны появляются Theocotyle cryptocerphala cryptocerphala, Lophoconus bicorne, Stylosphaera coronata laevis, Thecosphaera eocenica, а на верхней - исчезает Podocyrtis aphorma, Thecosphaera eocenica.

Мощность отложений нижнего эоцена - около 200 м.

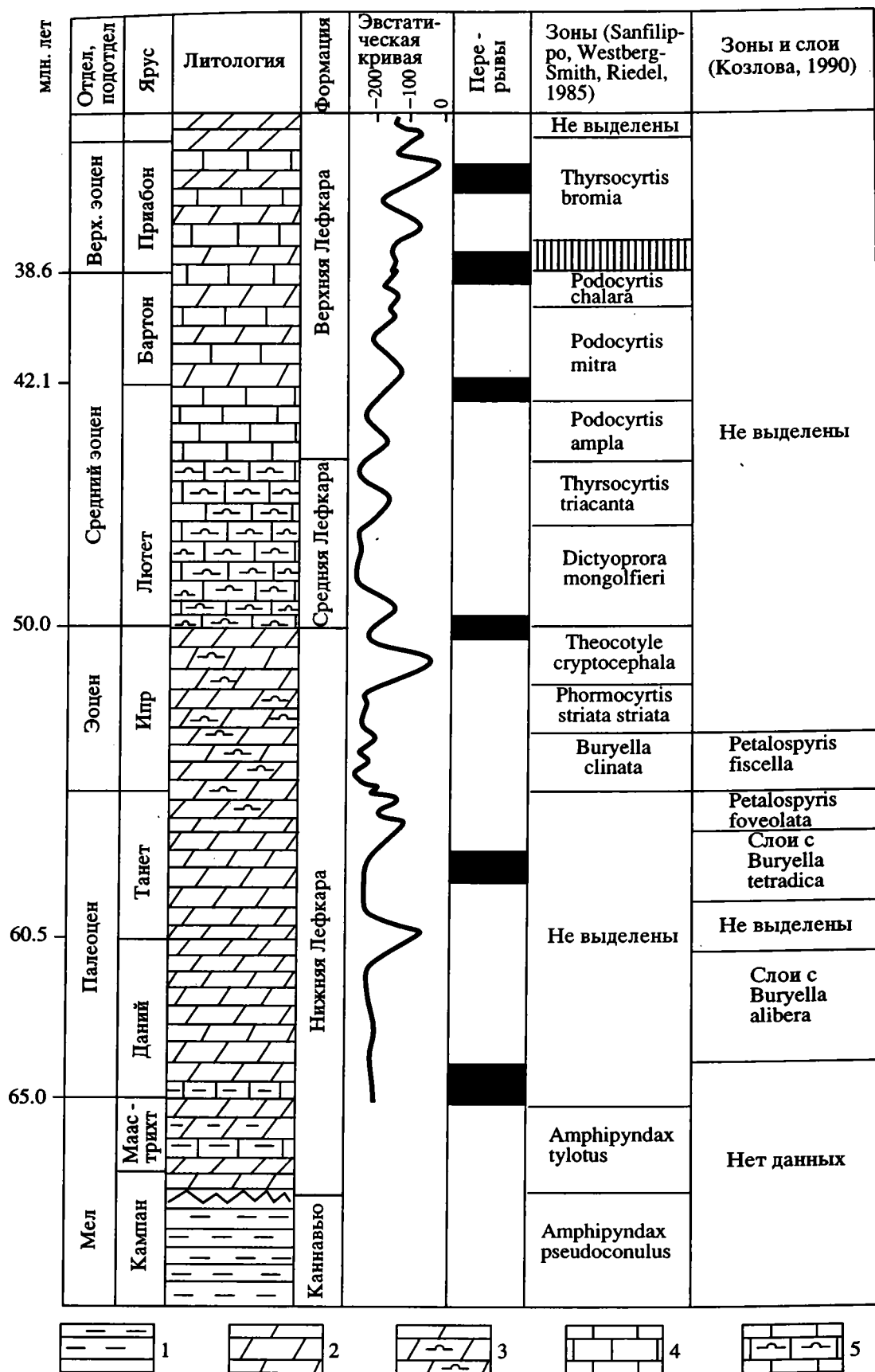


Рис. 2. Зональное расчленение разреза Перापеди по радиолариям и сопоставление с эвстатической кривой (Над *et al.*, 1987).  
1 – бентонитовые глины; 2 – мергели; 3 – кремнистые мергели; 4 – известняки; 5 – кремнистые известняки.

## Формация Средняя Лэфкара

## Средний эоцен

Граница среднего и нижнего эоцена в настоящее время по фораминиферам проводится в кровле зоны *Globorotalia palmerae* или в кровле зоны *Acarinina pentacamerata* (Toumarkine, Luterbacher, 1985), или по границе зон P9 и P10 (Blow, 1969).

По радиоляриям в одних работах (Sanfilippo *et al.*, 1985, Foreman, 1973; и др.) эта граница проходит внутри зоны *Phormocyrtis striata striata*, по другим данным она располагается значительно выше (например, в середине зоны *Thyrsocyrtis triacantha triacantha* (Riedel, Sanfilippo, 1978) или внутри зоны *Theocotyle сryptoccephala сryptoccephala* (Петрушевская, 1986).

В работе В.А. Крашенинникова (1978) собраны все имеющиеся на тот период данные по стратиграфическому расчленению скважин и проведено сопоставление зональных подразделений по разным группам планктона. Граница нижнего и среднего эоцена, которая проводится в кровле фораминиферной зоны *Globorotalia palmerae*, соответствует подошве радиоляриевой зоны *Dictyoprora mongolfieri*. Эта граница не только обоснована стратиграфически, но и представляется наиболее четкой. Примерно на этом уровне начинается бурное развитие многих характерных для среднего эоцена родов и особенно видов. Поэтому в данной статье граница, о которой идет речь, принята за границу нижнего и среднего эоцена.

Массивные толстослоистые светлые известняки без окремнения содержат богатые радиолярии.

Зона *Dictyoprora mongolfieri*. Радиолярии разнообразны, хорошей сохранности. Доминируют *Dictyoprora mongolfieri*, *Theocotyle сryptoccephala сryptoccephala*, *Theocorys anaclasta*, а также крупные спонгодисциды. Очень характерным элементом для всей зоны является *Spongostrochus radiatus*. Обычны *Podocyrtis diamesa*, *Spongostrochus pachystylus*, *Theocotyle fimbria*, *Thyrsocyrtis hirsuta tensa*, *Calocyclus ampulla*, *Thecosphaera eocenica* в верхней части зоны – *Lithocyrtis vespertilio* и *Thyrsocyrtis rhizodon*. В комплексе присутствует значительное число видов, известных также и из умеренно-бореальных областей\* (Поволжье, Восточный Урал). Это *Lophoconus bicornis*, *Lophophaena sibirica*, *Amphicraspedum prolixum*, *Stylosphaera aff. iginia*, *St. coronata*. Обнаружен также умеренно-бореальный вид *Clathrocyclas elegans*. В подошве зоны появляются *Theoconus anaclasta*, *Spongostrochus radiatus* и *Theocotylissa fimbria*, резко увеличивается количество *Dictyoprora mongolfieri*. В кровле исчезают почти все выше перечисленные "холодные виды", а также *Theocorys сryptoccephala сryptoccephala*. Очень заметным является исчезновение несколько выше верхней границы зоны мелких спириоидей (например, *Petalospyris fiscella* и *P. serpenaria*), составляющих значительную часть

комплексов в отложениях верхнего палеоцена, нижнего и начала среднего эоцена.

Зона *Thyrsocyrtis triacantha*. В разнообразной, с хорошей сохранностью радиолярий ассоциации зоны доминируют *Thyrsocyrtis triacantha*, *Dictyoprora mongolfieri*, *Lithocyclus aristotelis* и виды рода *Podocyrtis* – *P. papalis*, *P. phyxis*, *P. fasciolata*. Обычны *Theocotylissa ficus*, *Theocampe amphora*, *Periphaena heliasteriscus*, *Thyrsocyrtis hirsuta robusta*, *Calocyclus hispida*, *Lamptonium colymbus*, *Thecosphaera californica*, *Thyrsocyrtis rhizodon*, *Lithocyrtis vespertilio*, *Rhopalocanium ornatum* и др.

У нижней границы появляется вид-индекс, внутри зоны *Thecosphaera californica*, *Theocotylissa ficus*, *Podocyrtis phyxis*, *Hexalonche senta*. У верхней исчезают *Lithocyrtis vespertilio*, *Stylosphaera aff. irinae*.

## Формация Верхняя Лэфкара

Зона *Podocyrtis ampla*. Для ее ассоциации наиболее характерны: *Podocyrtis ampla ampla*, *P. fasciolata*, *Thyrsocyrtis triacantha*, *T. rhizodon*, *Eusyringium fistuligerum*, *Theocampe amphora*, *Dictyoprora mongolfieri*, *Spongodiscus phrix*, *Theocotyle сryptoccephala nigri*, *Spongodiscus communis*, продолжают встречаться *Lithocyclus aristotelis*, *Theocotylissa ficus*. В подошве зоны появляются *Podocyrtis ampla ampla*, *Eusyringium fistuligerum*, *Spongodiscus phrix*, а в кровле перестает встречаться *Theocampe amphora*. Комплекс этой зоны в целом несколько менее разнообразный, чем в предыдущей, имеет типично океанический облик.

Зона *Podocyrtis mitra*. Содержит богатый океанический комплекс радиолярий. Наиболее обильны *Podocyrtis mitra*, *Eusyringium fistuligerum*, *Lychnocanoma bellum*, *Sethochyrtis triconiscus*, *Calocyclus asperum*. Обычны *Thyrsocyrtis triacantha*, *Periphaena decora*, *Podocyrtis papalis*, *P. diamesa*, *P. fasciata*, *Lithocyclus ocellus*, *Lamptonium colymbus*, *Cenosphaera eocenica* и многие другие.

Новыми, по сравнению с более ранней ассоциацией, можно считать *Cenosphaera eocenica*, *Arthropormis sp.*, *Pterocodon tennelus*, *Haliomma aff. melitoma*, *Sethochyrtis triconiscus* и *Podocyrtis mitra*. Эти виды появляются в подошве зоны.

Зона *Podocyrtis chalara*. Богатый таксономический комплекс содержит много *Eusyringium fistuligerum*, *Calocyclus hispida*, *Sethochyrtis triconiscus*, *Lychnocanoma tripodium*, *L. bellum*, *Calocyclus asperum*, часто встречается *Podocyrtis chalara*, *Dictyoprora pirum*, *Cryptoprora ornata*, *Calocyclus turris*, *Pterocorythidium barbadensis*, *Theocampe sp. 1*, *Theocorys aff. reticula* и др. Наличие в комплексе большого количества *Theocampe sp. 1*, *Theocorys aff. reticula*, *T. aff. sporta*, *Carposphaera globosa*, *Hexalonche senta*, часто встречающиеся в верхней части зоны *Cycladophora erinacea* и *Lophophaena macgensephala* отличают ассоциацию от типичной океанической ассоциации зоны *P. chalara*. Несколько выше подошвы зоны появляются весьма

характерные для нее *Calocyclus turris*, *Theocampe* sp. 1, *Theocorys* aff. *reticula*, *Theocorys* aff. *sporta*, *Theocotyle venesuelensis*, у самой нижней границы – *Podocyrtilis chalara*, *Dictyoprora pirum*, *Pterocorythidium barbadense*, *Cryptoprora ornata*, *Carposphaera globosa*. Кровля отмечена исчезновением ряда видов: *Eusyringium fistuligerum*, *Podocyrtilis papalis*, *P. fasciolata*, *P. chalara*, *Carposphaera globosa*, *Lophocyrtilis jacchia*, *Cycladophora erinacea*, *Lophophaena macrencephala*, *Dendrospyris mitra*. Выше отложений зоны *Podocyrtilis chalara* в разрезе Перापеди располагается отвесный уступ высотой около 25 м, сложенный чрезвычайно крепкими известняками. Отбора образцов из них не производилось. В этом интервале, по всей видимости, располагается верхняя зона среднего эоцена – *Podocyrtilis goetheana*. Однако в данной статье эта зона не могла быть установлена из-за отсутствия материала. Мощность среднеэоценовых отложений – 200 м.

#### Верхний эоцен

Зона *Thyrsoyrtilis bromia*. Содержит небогатый таксономически комплекс, виды которого хорошо сохранились. Доминируют *Thyrsoyrtilis bromia*, *Dictyoprora pirum*, *Calocyclus semipolita*, *Lychnocanoma bandusa*. Встречается *Theocorys* aff. *reticula*. Много мелких спирид. В подошве появляется индекс-вид. В кровле он исчезает вместе с *Lithocyclus ocellus*, *Lychnocanoma babylonis*, *Lychnocanoma bandusa*.

Мощность – около 60 м.

#### Олигоцен (?)

Мягкие известняки олигоценного возраста содержат фауну радиолярий, недостаточную для установления зоны. На олигоценный возраст указывают часто встречающиеся *Lithocampe* ex gr. *subligata*, *Liriospyris clathrata* и *Dorcadospyris tripodium*. В ассоциации также много видов родов *Spongodiscus*, *Haliometta*, *Cenosphaera*, *Theocorys* и *Pruporule*, в нижней части зоны иногда встречается *Phormocyrtis embolum*. Родовой состав комплекса отличается от океанических ассоциаций и указывает, по-видимому, на изменение условий обитания комплекса от океанических к эпиконтинентальным. В подошве олигоцена появляются *Lithocampe* ex gr. *subligata*, *Dorcadospyris tripodium*. Кровля отложений пока не установлена.

### КОРРЕЛЯЦИЯ РАДИОЛЯРИЕВЫХ АССОЦИАЦИЙ КИПРА С ОДНОВОЗРАСТНЫМИ КОМПЛЕКСАМИ РАДИОЛЯРИЙ

Радиолярии палеоцен-эоцена разреза Перापеди, по-видимому, имеют определенное сходство с комплексами, описанными Н.Н. Борисенко (1960а, б) из палеоцена и эоцена Кубани, а также В.А. Крашенинниковым (1960) из эоцена Западного Предкавказья. Однако прямое сопостав-

ление одних с другими затруднено из-за недостатка хороших изображений радиолярий в этих работах, тем более что возрастная привязка радиоляриевых ассоциаций Предкавказья претерпела с 1960 г. определенные изменения. Так, комплекс, описанный В.А. Крашенинниковым, трудно сопоставить с ассоциацией какой-либо из эоценовых океанических зон общей шкалы.

Радиоляриевая фауна Поволжья изучена Г.Э. Козловой (1984, 1990). Ею приведены полные списки видов, даны хорошие фотографии, а также проведено зональное расчленение разрезов по радиоляриям. При сопоставлении ассоциаций разреза Перापеди с одновозрастными комплексами Поволжья выявились черты сходства, изложенные ниже.

Отложения датского яруса, содержащие радиолярии, представляют большую редкость. Ассоциация радиолярий датского яруса разреза Перापеди таксономически небогата. Она имеет определенное сходство с комплексом зоны *Buryella alifera* нижнесызранских слоев Среднего Поволжья (Козлова, 1984, 1990) и с ассоциацией из 21-го рейса ДСДП Тасманова моря (Dumitrica, 1973). Общие виды: *Buryella alifera*, *Lithocampe* aff. *marinae*, *Theocotyle auctor*, *Artostrobos* sp., *Spongodiscus americanus*, *Stylosphaera coronata coronata*. Возрастная принадлежность нижнесызранских слоев Поволжья пока точно не определена. В отложениях датского яруса разреза Перапеди радиоляриям сопутствуют планктонные фораминиферы зон *Turbotalia pseudobulloides*, *T. trinidadensis* и *Acarinina uncinata*, что подтверждает датский возраст комплекса радиолярий.

Комплексы радиолярий в собственно нижнем и особенно в верхнем палеоцене (зоны *Buryella tetradica* и *Petalospyris foveolata*) Кипра имеют большую степень сходства с соответствующими комплексами из Поволжья. Общие виды: *Buryella tetradica*, *Spongodiscus americanus*, *Theocotyle auctor*, *Phormocyrtis striata exquisita*, *Tripodiscinus trilobatus*, *Petalospyris foveolata*, *Thecosphaerella rotunda*, *Th. glebulenta*, *Stylosphaera coronata*, *Stylotrochus nitidus* и др. Они составляют более 2/3 всего таксономического состава комплекса.

Такая же закономерность прослеживается и для нижнего эоцена. Сходство ассоциаций в разрезе Перапеди и Среднем Поволжье очень велико. Наиболее характерные общие виды: *Buryella tetradica*, *B. clinata*, *Phormocyrtis striata exquisita*, *Petalospyris fiscella*, *P. tumidula*, *Spongotrochus paciferus paciferus*, *Cromyodruppa regularia*, *Clathrocyclas* aff. *unicum*, *Lychnocanoma ponderosa*, *Dendrospyris mitra*, *Amphicraspedum prolixum*. Они также составляют около 2/3 ассоциации.

Большая часть перечисленных общих видов, по-видимому, не является умеренно-бореальными формами, а может быть отнесена к циркум-тро-

пическим. В среднем эоцене число общих видов в тропической и умеренно-бореальной ассоциациях уменьшается за счет резкого увеличения таксономического разнообразия комплексов и появления большого количества тропических видов в отложениях разреза Перापеди. Число общих видов составляет для среднего эоцена примерно 1/4 всей ассоциации. Наиболее обычные из этих видов: *Stylosphaera aff. irinia*, *Haliomma aff. melittomma*, *Lophosphaera sibirica*, *Thecosphaera eocenica*, *Spongodiscus communis*, *Petalospyris septenaria*, *P. tumidula*, *Stylosphaera coronata*.

На широкое географическое распространение перечисленных видов указывают многочисленные литературные данные (Козлова, Горбовец, 1966; Козлова, 1990; Моксякова, 1972). Возможно, эти виды могут считаться космополитными.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В начале палеогена (датский ярус и собственно палеоэоценовое время) радиоляриевая фауна в разрезе Перापеди не обладает большим таксономическим разнообразием и не имеет явно океанического облика. В эоценовое время радиоляриевые ассоциации могут считаться типично океаническими. В палеоэоценовых отложениях разреза Перापеди выделены две зоны умеренно-бореальной шкалы Г.Э. Козловой – *Buryella tetradica* и *Petalospyris foveolata*. В нижнем эоцене выделяются три зоны общей тропической зональной шкалы – *Buryella Clinata*, *Phormocyrtis striata striata* и *Thecotyle cryptoccephala cryptoccephala*. Наряду с этим здесь же может быть установлена зона умеренно-бореальной шкалы Г.Э. Козловой – *Petalospyris fiscella*. Объем зоны *Buryella clinata* в разрезе Перापеди примерно соответствует объему зоны *Petalospyris fiscella*. По-видимому, эту зону можно считать одной и той же и выделять ее в палеогене обширного района, охватывающего весь тропический и умеренный пояс Мирового океана. Об этом свидетельствуют и данные Г.Э. Козловой (1984).

Наибольшее сходство радиоляриевых ассоциаций в разрезе Перापеди и Среднем Поволжье наблюдается для формации Нижняя Лефкара: палеоэоцена (окремненные мергели) и нижней половины нижнего эоцена (мягкие мергели с кремнями). Объясняется это, по-видимому, наличием единой водной массы на территории центральной и окраинных частей Тетического бассейна в то время. В начале палеоэоцена относительно холодные температуры поверхностных вод и отсутствие дифференциации на субширотные водные массы обуславливало развитие таксономически сходной (хотя и менее разнообразной) фауны радиолярий практически по всему Мировому океану. Отмечавшаяся в течение всего палеоэоцена тенденция потепления привела к кайнозойскому климатическому оптимуму в начале раннего эоцена. Радиолярии становятся более разнообразными, появля-

ется несколько новых родов (например, *Thyrsocyrtis*, *Eusyringium*, *Phormocyrtis*).

Отсутствие в это время выраженного широтного температурного градиента и наличие прямой связи с Атлантическим и Индийским океанами привело к тому, что в окраинных эпиконтинентальных тетических районах (например, Западное Предкавказье, Прикаспий, и в частности Среднее Поволжье) и в его центральной части (Кипр) развивалась близкая по таксономическому составу фауна радиолярий. Наличие большого количества нижнеэоценовых видов, характерных также и для радиоляриевых ассоциаций Кипра (например, *Buryella clinata*, *Petalospyris fiscella*, *Phormocyrtis striata exquisita*, *Ph. striata striata*, *Entapium regulare*, *Amphicraspedum prolixum*, *Lychnocanoma ponderosa*, *Spongotrochus paciferus* в Поволжье, а в Западном Предкавказье и *Lithomespilus mendosa*, *Thyrsocyrtis hirsuta hirsuta*, *T. hirsuta tensa* и др.), подтверждает это. По-видимому, известные нижнеэоценовые фауны радиолярий из перечисленных районов (Борисенко, 1960а; Крашенинников, 1960; Козлова, 1984, 1990) могут быть скоррелированы с тропической шкалой.

Начавшееся в самом начале среднего эоцена похолодание привело к широтной дифференциации океанических вод. Поверхностные температуры вод на средних и высоких широтах падали, так же как и температуры придонных вод (Oberhänsli, in press). На территории Тетиса образовались две палеогеографические провинции: тропическая и умеренно-бореальная. Каждая из них характеризовалась своим температурным режимом и водной циркуляцией. Это постепенно привело к развитию в этих провинциях таксономически различной фауны радиолярий. Глобальные трансгрессии среднего эоцена (Nag et al., 1987) (рис. 2) отразились на составе радиоляриевой фауны Кипра. Среднеэоценовые ассоциации разреза Перापеди практически неотличимы от типичных тропических океанических комплексов. В то же время они не могут быть прямо сопоставлены с одновозрастной фауной радиолярий из Поволжья, а также Прикаспия, Тургайского прогиба и др. (Моксякова, 1972; Загороднюк, 1970; Горбунов, 1979; Липман, 1965; и др.). Крупная регрессия в начале позднего эоцена приводит к таксономическому обеднению радиолярий в разрезе Перापеди.

В нижнем олигоцене радиоляриевые ассоциации таксономически так небогаты, что олигоценные зоны тропической шкалы не могут быть установлены в разрезе. Однако по родовому составу и по наличию нескольких видов достоверно определяется раннеолигоценный возраст ассоциации. Этот комплекс очень сходен с одновозрастным комплексом радиолярий в нижнем олигоцене (хадумском горизонте) из Восточного Предкавказья.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисенко Н.Н.* Новые радиолярии из палеоценовых отложений Кубани // Тр. ВНИГРИ. 1960а. №17. С. 81 - 100.
- Борисенко Н.Н.* Радиолярии нижнего и среднего эоцена Западной Кубани // Тр. ВНИГРИ. 1960б. № 17. С. 219 - 232.
- Горбунов В.С.* Радиолярии среднего и верхнего эоцена Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1979. 160 с.
- Загороднюк В.И.* Радиолярии верхнеэоценовых отложений бассейна Нижнего Дона и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новочеркасск: Политехн. ин-т, 1970. 22 с.
- Козлова Г.Э.* Зональное подразделение бореального палеогена по радиоляриям // Морфология, экология и эволюция радиолярий. Л.: Наука, 1984. С. 196 - 210.
- Козлова Г.Э.* Филогенетические исследования как основа при разработке зональной шкалы бореального палеогена по радиоляриям // Радиолярии в биостратиграфии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1990. С. 70 - 81.
- Козлова Г.Э., Горбовец А.Н.* Радиолярии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности: Тр. ВНИГРИ. 1966. Вып. 248. 159 с.
- Крашенинников В.А.* Некоторые радиолярии нижнего и среднего эоцена Западного Предкавказья // Палеонтологический сб. 1960. № 1. С. 271 - 308.
- Крашенинников В.А.* Стратиграфия и фораминиферы кайнозойских пелагических осадков северо-западной части Тихого океана // Вопросы микропалеонтол. 1971. № 14. С. 140 - 199.
- Крашенинников В.А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны) // Вопросы микропалеонтол. 1978. № 21. С. 47 - 161.
- Липман Р.Х.* Комплексы радиолярий в палеогеновых отложениях Тургайского прогиба и Северного Приаралья // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1965. Т. 115. С. 78 - 89.
- Моксякова А.М.* Бодракский ярус Туранской плиты (стратиграфия и радиолярии, палеозоогеография). М.: Недра, 1972. 98 с.
- Петрушевская М.Г.* Радиоляриевый анализ. Л.: Наука, 1986. 148 с.
- Blow W.N.* Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // Proc. First International Conference on Planktonic Microfossils. Geneva, 1967. № 1. 1969. P. 199 - 422.
- Bolli H.M.* Planktonic foraminifera from the Eocene Navet and San-Fernando formations of Trinidad, B.W.I // Bull. U.S. Natl. Mus. 1957. V. 215. P. 97 - 123.
- Dumitrica P.* Paleocene Radiolaria DSDP Leg. 21 // Initial Rep. of the DSDP. Wash., 1973. V. 21. P. 787 - 817.
- Foreman H.P.* Radiolaria of Leg 10 with systematics and ranges for the families Amphipyndacidae, Artostrobiidae, and Theoperidae // Initial Rep. of the DSDP. Wash., 1973. V. 10. P. 407 - 774.
- Foreman H.P.* Mesozoic from the Atlantic basin and its borderlands // Stratigraphic Micropaleontology of Atlantic basin and borderlands / Ed. Swain F.M. Elsevier: Amsterdam, 1977. P. 305 - 320.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. № 1156. V. 235. P. 67.
- Henson R.F.S., Brown R.W., McGinty J.* A Synopsis of the Stratigraphy and Geological History of Cyprus // Q.J.G.S. 1949. V. 55. P. 41.
- Mantis M.* Upper Eocene Radiolaria in Cyprus // Bull. Geol. Surv. Nicosia. № 7. 1977. P. 75 - 80.
- Oberhänsli H.* The influence of the Tethys on the bottom water of the early Tertiary ocean // Amer. geophys. ser. (in press).
- Riedel W.R., Sanfilippo A.* Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians // Micropaleontology. 1978. V. 23. P. 61 - 96.
- Sanfilippo A., Westberg-Smith M.J., Riedel W.R.* Cenozoic Radiolaria / Eds Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. // Plankton Stratigraphy. Cambridge: Univ. Press, 1985. P. 631 - 711.
- Toumarkine M., Luterbacher H.* Paleocene and Eocene planktic foraminifera / Eds Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. // Plankton Stratigraphy. Cambridge: Univ. Press, 1985. P. 87 - 151.

Рецензент Л.А. Невеская



УДК 564:551.791(477.8+478.9)

## КОРРЕЛЯЦИЯ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

© 1994 г. А. К. Маркова\*, К. Д. Михайлеску\*\*

\*Институт географии РАН, 109017 Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

\*\*Институт географии АН Молдовы, 277018 Кишинев, ул. Лесная, 22, Молдова

Поступила в редакцию 09.10.93 г., получена с доработки 12.10.93 г.

Проанализированы палеонтологические материалы (остатки мелких млекопитающих, пресноводных и солоноватоводных моллюсков) из лиманно-морских и аллювиально-дельтовых отложений разновозрастных плейстоценовых террас Дуная, Прута и Днестра. Установлены особенности видового состава терио- и малакофаун региона. Анализ палеонтологических остатков, полученных из лиманно-морских отложений Северо-Западного Причерноморья, позволил провести прямую корреляцию континентальных толщ с морскими и синхронизировать основные природные события плейстоцена на территории Русской равнины с событиями Черного моря.

### ВВЕДЕНИЕ

Северо-Западное Причерноморье представляет большой интерес с точки зрения четвертичной геологии, биостратиграфии и палеогеографии. Важной особенностью региона является большая насыщенность отложений фаунистическими остатками наиболее важных в стратиграфическом отношении палеонтологических групп организмов – остатками мелких млекопитающих и солоноватоводных и пресноводных моллюсков. Преимуществом района является и наличие стройной системы приустьевых террас Прута, Дуная и Днестра, которая позволяет расчленить разновозрастные отложения не только по палеонтологическим остаткам, но и по гипсометрическому уровню их залегания.

Четвертичные отложения Северо-Западного Причерноморья начали исследоваться с середины прошлого века как русскими, так и румынскими исследователями, в том числе И.Ф. Синцовым, Н.А. Соколовым, Н.И. Андрусовым, Г.П. Михайловским, А.П. Павловым, Т. Спраттом (Т. Spratt), К. Петерсом (К. Peters), Т. Порукисом (Т. Porucis), Н. Макаровичем (N. Makarović) и др. Систематические комплексные геолого-геоморфологические и палеонтологические работы начали проводиться в послевоенные годы А.Л. Чепалыгой, П.Ф. Федоровым, П.Ф. Гожиком, К.В. Никифоровой, Н.А. Константиновой, Г.М. Билинкисом, П.Д. Букатчиком, Л.И. Алексеевой, Л.П. Александровой, А.И. Давидом, К.А. Татаринковым, К.И. Шушпановым, С.И. Медяник, Р.Я. Арап, Н.Н. Волонтир и др.

Благодаря этим исследованиям установлены основные стратиграфические горизонты региона, выявлены фаунистические комплексы, разработана унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений Молдовы, базирую-

щаяся прежде всего на палеонтологических материалах, полученных в бассейне Днестра (Александрова и др., 1986). Однако плейстоценовые отложения низовьев Дуная и Прута были охарактеризованы палеонтологическими находками несколько слабее. Кроме того, не доставало палеонтологических (прежде всего териологических) материалов из среднеплейстоценовых и позднеплейстоценовых аллювиально-дельтовых и лиманно-морских осадков. Это не позволяло детализировать представления об истории развития четвертичных фаун млекопитающих и моллюсков Северо-Западного Причерноморья и затрудняло их корреляцию с детально разработанными биостратиграфическими схемами центральных районов Русской равнины.

Начиная с 1980 г. авторами были предприняты интенсивные полевые работы по поиску новых местонахождений плейстоценовых терио- и малакофаун в лиманных и аллювиально-дельтовых отложениях низовий Дуная, Прута и Днестра. В результате этих исследований был обнаружен ряд новых богатых местонахождений мелких млекопитающих и моллюсков, а также получены дополнительные палеонтологические материалы из ранее известных местонахождений.

Наиболее богатые малакологические и териологические материалы были обнаружены в низовьях Дуная, куда неоднократно проникали воды трансгрессивных бассейнов Черного моря, что приводило к образованию обширных полуизолированных лагун, осадки которых сохранились в приустьевых террасах Дуная и в береговых обрывах современных дунайских лиманов.

Таким образом, в строении террасовых толщ региона принимают участие основные генетические типы отложений: субаэральные, аллювиально-дельтовые, а также лиманно-морские. Особое

значение имеют лиманные отложения, которые играют роль связующего звена при корреляции континентальных толщ с морскими.

#### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРАС РЕК ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

В долинах крупных рек региона выделяется семь четвертичных террас (Чепалыга, 1962, Константинова, 1963, Александрова и др., 1986). К раннему плейстоцену относятся отложения VII (карагачской), VI (нагорнской) и V (узмарийской) террас Прута и Дуная, поверхность которых прослеживается соответственно на высоте 65 - 70, 55 - 60 и 45 - 50 м. Высота цоколя данных террас в районе устья Прута достигает 23 - 25 м (VII терраса), 20 - 22 м (VI терраса), 16 - 18 м (V терраса), но южнее постепенно снижается.

К среднему плейстоцену относится IV (бабельская) терраса, поверхность которой на восточном берегу оз. Ялпуг (бассейн Дуная) достигает 35 - 40 м, а уровень цоколя 1 - 2 м. В долине Прута поверхность IV (джурджулештской) террасы находится на отметках 40 - 45 м, а высота цоколя - 7 - 8 м. Во второй половине среднего плейстоцена образовалась III (ренийская) надпойменная терраса с отметками поверхности на 25 - 30 м в бассейне Прута и 20 м - в бассейне Дуная. Уровень цоколя в том же направлении снижается у этой террасы от 6 м в устье Прута до -2 м на восточном берегу оз. Катлабух (бассейн Дуная).

К позднему плейстоцену относятся II (орловская) и I (новосельская) террасы. Опорные разрезы всех плейстоценовых террас представлены на рисунке, их полное описание содержится в работе К.Д. Михайлеску и А.К. Марковой (1992).

#### РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ И МОЛЛЮСКОВ

Отложения VII террасы Дуная вскрываются в береговых обрывах оз. Кахул, севернее сел Нагорное (рис. 1а) и Лиманское. Они представлены аллювиально-дельтовыми и лиманно-морскими осадками с раковинами *Didacna baerictassa* Pavl., *D. pseudocrassa* Pavl., *Monodacna subcolorata* Andrus., *Dreissena polymorpha* Pall., *Viviparus tirsapolitanus* Pavl. и др., а также остатками мелких млекопитающих *Mimomys hintoni* Fejfar, *Mimomys intermedius* Newton, *Prolagurus pannonicus* Kormos, *Microtus (Stenocranius) hintoni* Kretzoi и др.

Состав фауны солоноватоводных моллюсков позволяет коррелировать субаквальную толщу VII террасы Дуная с нижнечаудинскими отложениями мыса Чауда (Керченский п-ов) и нижнебакинскими отложениями мыса Литвин (Таманский п-ов). В последнем местонахождении вместе с раковинами *Didacna baerigrassa* Pavl., *D. rudis* Nal., *D. parvula* Prav., *Monodacna subcolorata* Andrus.,

*Viviparus tirsapolitanus* Pavl. и др. встречаются остатки раннетираспольской фауны мелких млекопитающих - *Lagomorpha: Ochotona* sp., *Rodentia: Allactaga* sp., *Mimomys* sp., *Villanyia fejevaryi* (Kormos), *Eolagurus simplicidens gromovi* Topac., *Prolagurus praerannonicus* Topac., *Prolagurus pannonicus* Kormos, *Microtus (Pitymys) sp.*, *M. (Microtus) arvalinus* Hinton, *Microtus* sp.

Фауна м. Литвин сопоставима с раннетираспольской фауной из местонахождения Шамин на Дону и может быть отнесена к наиболее ранним фаунам тираспольского фаунистического комплекса (Маркова, 1992). Отложения, содержащие эти фауны, синхронизируются, скорее всего, с завершающей фазой формирования михайловской (балашовской) ископаемой почвы перигляциальной толщи Русской равнины (Величко и др., 1992). В Западной Европе близкие фауны обнаружены в Венгрии в местонахождении Вилланий 6, в Румынии - в местонахождении Бетфия 7, в Германии - в местонахождении Малиц (Kretzoi, 1956; Fuhrmann *et al.*, 1977; Terzea, Jurasak, 1969).

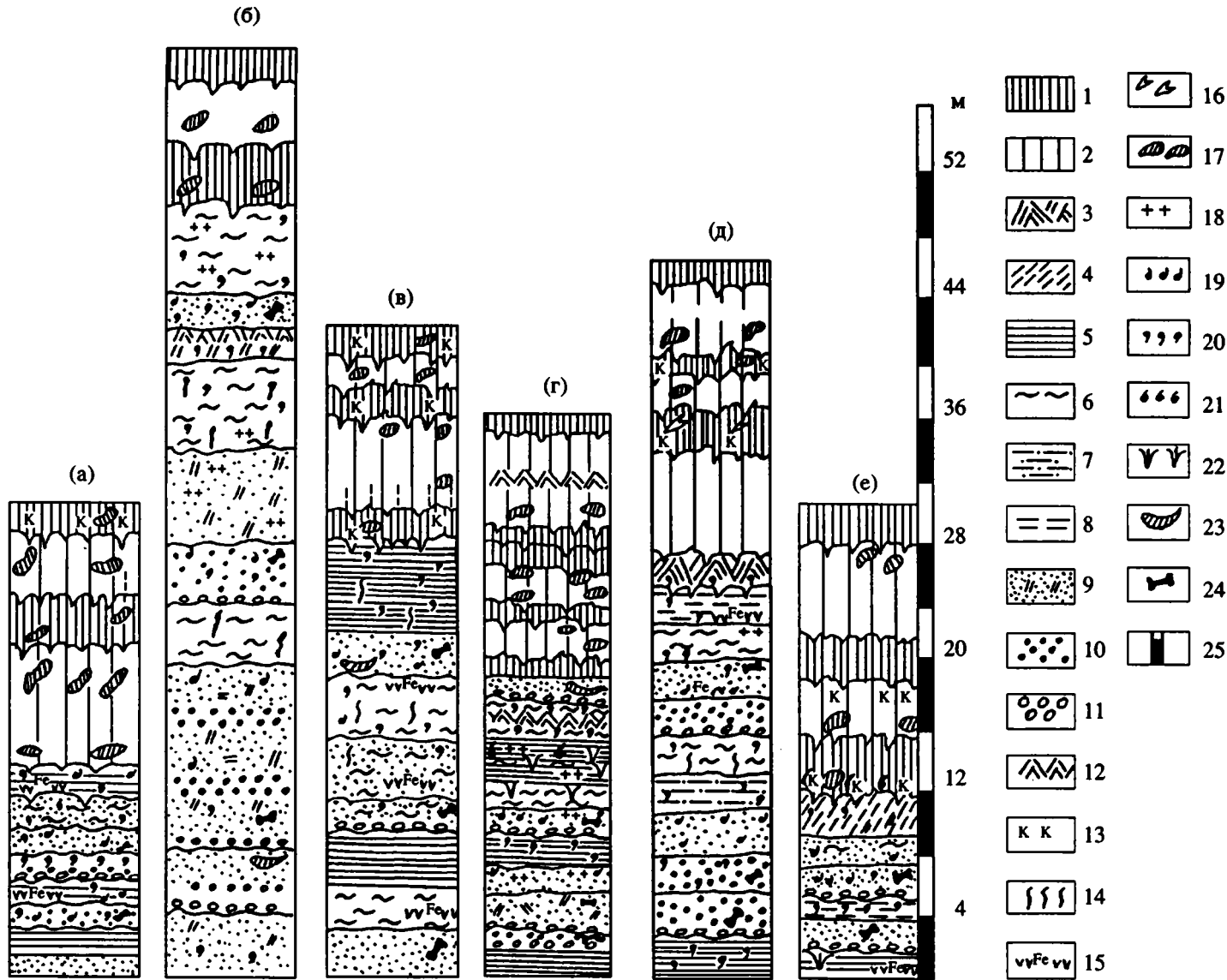
В долине Днестра рассматриваемым отложениям соответствует аллювий VII (михайловской) террасы, в нижней части которого выявлена палеомагнитная инверсия Брюнес-Матуяма (Трубихин, Чепалыга, 1982).

Отложения VI террасы Дуная изучены нами в окрестностях сел Лиманское, Нагорное (южная окраина села) (рис. 1б), Долинское, Приозерное, Старые Трояны и др. Они содержат богатую фауну пресноводных моллюсков тираспольского комплекса: *Potomida litoralis* (Cuv.), *Crassiana crassa* Phil., *Viviparus tirsapolitanus* Pavl. и др., а также чаудинские виды солоноватоводных моллюсков: *Tschaudia tschaudae* Andrus., *Didacna aff. pseudocrassa* Pavl., *Dreissena tschaudae* Andrus. и др.

Наличие указанных видов позволяет коррелировать лиманно-морские отложения этой террасы с верхнечаудинскими отложениями мыса Чауда. Такое сопоставление подтверждается и составом фауны остракод: *Potamocypripis tschaudae* (Schn. et Neg.), *Cyprideis littoralis* (Brady), *Tyrhenocythere amnicola donetziensis* Dub. и др. (Михайлеску, Маркова, 1992).

Фауна мелких млекопитающих из отложений VI террасы включает остатки *Mimomys intermedius* Newton, *Prolagurus ex gr. pannonicus* Kormos - *posterius* Zazhigin, *Microtus (Stenocranius) hintoni* (Kretzoi), *M. (S.) gregaloides* (Hinton), *M. (Microtus) oeconomus* Pall., *M. (M.) arvalinus* Hinton.

Эволюционный уровень фаун мелких млекопитающих и пресноводных моллюсков позволяет коррелировать субаквальные осадки VI террасы Прута и Дуная с аллювием VI "колкотовской" террасы Днестра, где в стратотипе тираспольского фаунистического комплекса - в разрезе Колкотова Балка (у г. Тирасполь) были обнаружены следующие виды ископаемых грызунов: *Allactaga* sp., *Spalax* sp., *Cricetus* sp., *Clethrionomys cf. glareolus*



Литологические колонки опорных разрезов четвертичных террас Дуная.

(а) – разрез VII террасы у северной окраины с. Нагорное; (б) – разрез VI террасы у южной окраины с. Нагорное; (в) – разрез V террасы у северной окраины с. Джурджулешты; (г) – разрез IV террасы у с. Озерное; (д) – разрез III террасы у с. Плавни; (е) – разрез II террасы у с. Новонекрасовка.

1 – ископаемые и современные почвы; 2 – суглинки лёссовидные; 3 – гидроморфные почвы; 4 – суглинки субаквальные; 5 – глины; 6 – алевриты; 7 – супеси; 8 – пески горизонтально-слоистые; 9 – гравелиты; 10 – галечники, гравий; 11 – валуны; 12 – ожелезнение; 13 – карбонаты; 14 – железисто-марганцевые конкреции; 15 – ожелезнение; 16 – друзы гипса; 17 – кротовины; 18 – остракоды; 19 – моллюски солоноватоводные; 20 – моллюски пресноводные; 21 – моллюски наземные; 22 – следы зарывания моллюсков; 23 – остатки крупных млекопитающих; 24 – остатки мелких млекопитающих; 25 – масштаб, м.

Schreber., *Ellobius* sp., *Mimomys intermedius* Newton, *M. majori* Hinton, *Prolagurus posterius* Zazhigin, *Lagurus transiens* Janossy, *Eolagurus* cf. *luteus* Eversmann, *Pitymys hintoni* Kretzoi, *P. gregaloides* Hinton, *P. arvaloides* Hinton, *Microtus arvalinus* Hinton, *M. cf. nivaloides* F. Major, *M. ratticepoides* Hinton (Александрова, 1976). Близкие фауны были выявлены также в местонахождениях Клепки, Новохоперск I и II, Урыв IV, Моисеево III, Коростылево I (бассейн Дона) (Маркова, 1982; Агаджанян, 1992; Красенков, Агаджанян, 1975; Красенков и др., 1984) и относятся к верхам ильинского подкомплекса мелких млекопитающих. В перигляциальной толще Русской равнины этим захоронениям отвечает ржаксинский почвенно-лессовый комплекс (Бреслав и др., 1992). В Западной Европе этому временному интервалу соответствуют фауны из местонахождений Вест Рантон в Англии, Сомшич-Хегь и Ковешварад в Венгрии, Хохен-Зулцен и Фойгштед в Германии, Подумцы I в Югославии и др. (Hinton, 1926; Janossy, 1983; Kahlke, 1965; Storch *et al.*, 1973; Malec, Rabeder, 1984).

Отложения V террасы Прута и Дуная вскрываются в окрестностях сел Джурджулешть (рис. 1в), Кышлица-Прут (восточная окраина села), Слободзея-Маре, Утконосовка, а также в Рипе Скорцельской и у поселка Суворово (средний и верхний слои). Они охарактеризованы богатой и разнообразной фауной моллюсков: *Didacna baericrassa* Pavl., *D. poratica* Mih., *Monodacna subcolorata* Andrus., *Dreissena rostriformis* (Desh.), *Dr. polymorpha*, *Corbicula fluminalis* Mull., *Viviparus tiraspolitianus* Pavl., *Theodoxus danubialis* Pfeif., *Fagotia esperi* Fer. и др., а также остатками грызунов *Rodentia*: *Mimomys intermedius* Newton, *Prolagurus pannonicus* Kormos, *P. posterius* Zazhigin, *Lagurus transiens* Janossy, *Microtus* (*Terricola*) *arvalidens* Kretzoi, *M. (Microtus)* *arvalinus* Hinton, *M. (M.) oeconomus* Pall., *M. (Stenocranius)* *gregaloides* Hinton, *M. (S.) gregalis* Pall. Эти фауны еще содержат большое количество древних компонентов, характерных для ранних и развитых тираспольских фаун. Однако в них впервые в большом количестве встречены остатки узкочерепных полевок *Microtus* (*Stenocranius*) *gregalis*. Среди остатков лагурид преобладают остатки *Lagurus transiens*. Фауны этого эволюционного уровня широко известны на Русской равнине и отвечают времени мучкапского межледникового (Величко и др., 1984; Агаджанян, 1992; Маркова, 1982, 1992). В перигляциальной толще Русской равнины это время охарактеризовано горизонтом воронской ископаемой почвы. В бассейне Днестра в разрезе Колкотова Балка непосредственно из горизонта этой почвы получен богатый материал ископаемых грызунов позднетираспольского облика (Михайлеску, Маркова, 1992). Фауны подобного эволюционного уровня были выделены в мучкапский подкомплекс мелких млекопитающих (Бреслав и др., 1992).

Среди солоноватоводных моллюсков для этих фаун характерны чаудинские формы (*Didacna*

*baericrassa* Pavl., *Monodacna subcolorata* Andrus), которые указывают на раннеплейстоценовый возраст у террас Дуная, Прута и Днестра. Вместе с тем в отличие от фауны VI террасы здесь появляются первые древнеэвксинские элементы (*D. poratica* Mih.). Среди пресноводных моллюсков наравне с последними *Viviparus tiraspolitianus* Pavl. встречаются первые для этого района *Corbicula fluminalis* Mull. Рассматриваемый террасовый уровень можно условно сопоставить с наиболее ранним древнеэвксинским бассейном Черного моря (разрезы Криница, Уреки и, возможно, Платово) (Федоров, 1978).

### СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ И МОЛЛЮСКОВ

К среднему плейстоцену в данном регионе относятся отложения IV и III террас. Уровень поверхности IV (бабельской) террасы достигает 35-40 м, а уровень цоколя в районе устья Прута не превышает 10 м, но к югу явно понижается. Субаквальная толща этой террасы вскрывается южнее сел Кышлица-Прут, Лиманское и Озерное. Аналогичные отложения известны на минусовых отметках в дельте Дуная, а также в Румынии у городов Галац, Тулучешть и у сел Бербошь, Стоикань, Фрумушица, Индепенденца и др. (Macarovic, Costetchi, 1973). По фауне солоноватоводных моллюсков (*Didacna pontocaspia* Pavl., *D. poratica* Mih. и др.) лиманно-морские отложения IV террасы Дуная хорошо коррелируются с отложениями древнеэвксинской террасы кавказского (мыс Кадощ) и таманского побережий (Динский залив, Малый Кут, Ильич и др.), а также азовского побережья (Бессергеновка, Таганрог и др.). Фауна ископаемых грызунов по материалам местонахождения Озерное (рис. 1г) включает остатки *Arvicola cantiana* Hinton, *Eolagurus luteus volgensis* Alex., *Lagurus transiens* Janossy, *Microtus* (*Terricola*) *arvalidens* Kretzoi, *M. (Microtus)* *arvalinus* Hinton, *M. (M.) oeconomus* Pall., *M. (Stenocranius)* *gregalis* Pall. Эта фауна фиксирует новый эволюционный этап развития: она уже не содержит древних корнезубых полевок родов *Mimomys* и *Villanyia*, архаичных пеструшек рода *Prolagurus*. Наиболее показательной формой для этих фаун является впервые отмечаемая на этом уровне архаичная водяная полевка *Arvicola cantiana*. Степные пеструшки представлены главным образом *Lagurus transiens*, хотя приблизительно треть остатков имеют уже морфотип *Lagurus lagurus*.

Фауны подобного эволюционного уровня относятся к сингильскому (гуньковскому) комплексу и широко известны на Русской равнине. Они обнаружены в местонахождениях Гуньки, Чигирин, Пивиха (бассейн Днестра), Верхняя Еманча, Владимировка I и II, Стрелица (бассейн Дона), Чекалин (гиттия) (бассейн Оки), Рыбная Слобода (бассейн Камы) и др. (Маркова, 1992, Агаджанян,

Ербаева, 1983). Эти фауны коррелируются с лихвинским межледниковьем, что доказано нахождением захоронений ископаемых грызунов с *Arvicola cantiana* в отложениях, охарактеризованных типично лихвинскими пыльцевыми спектрами. Сходная фауна обнаружена в отложениях инжавинской ископаемой почвы в разрезе Колкотова Балка у г. Тирасполь (Михайлеску, Маркова, 1992). В Западной Европе микротериофауны близкого эволюционного уровня описаны из местонахождений Зюссенборн, Мосбах, Эрпфинген, Петербух, Зудмер-Берг в Германии, Остенд в Англии, Изерния-ля-Пинета в Италии и др. (Kahlke, 1965; Koenigswald, 1970, 1972; Sala, 1983; Sutcliffe, Kowalski, 1976).

Отложения III (ренийской) террасы Дуная вскрываются между с. Джурджулешть и г. Рени, а также в береговых обрывах оз. Ялпуг (севернее сел Плавни и Новонекрасовка; рис. 1д) и Кахул (сел Орловка, Лиманское). Уровень поверхности этой террасы достигает 25 - 30 м, цоколя - +3 ... +6 м (в районе г. Рени). Субаквальные отложения III террасы Дуная охарактеризованы фауной мелких млекопитающих с *Arvicola chosaricus*, сопоставимой с хозарским фаунистическим комплексом, и узунларским лагунным комплексом солоноватоводных моллюсков с *Didacna uzunlarica* Tschep. et Mih., *D. rogatica* Mih. и др., а также остракодами и пресноводными моллюсками среднеплейстоценового облика (Михайлеску, 1990; Михайлеску, Маркова, 1992).

Микротериофауна близкого эволюционного уровня описана из стрототипа хозарского фаунистического комплекса у села Черный Яр на Нижней Волге (Александрова, 1976), а также из стрототипа узунларского горизонта на оз. Узунлар (Керченский п-ов) (Чепалыга и др., 1986). В последнем разрезе помимо указанных солоноватоводных моллюсков встречаются средиземноморские *Cerastoderma glaucum* (L.), *Scrobicularia plana* Costa, *Bithium reticulatum* Costa, *Nassarius reticulatum* L., *Mytilaster lineatus* Gm., *Corbula mediteranea* Mil., *Arba ovata* Phil., *Balanus* sp. и др. В этих отложениях обнаружена также богатая фауна остракод: *Callistocythere mediteranea* (Mull.), *C. abjecta* Schorn., *C. quinquetuberculata* (Schorn.), *C. lopatici* (Schorn.), *Ampicythere cymbula* (Zik), *Loxosconcha immodulata* Step. В местонахождении Плавни (разрез на северной окраине села) и в разрезе Узунлар встречена фауна мелких млекопитающих с *Arvicola chosaricus* Alex., *Lagurus ex gr. lagurus* Pall., *Microtus arvalis* Pall., *M. oeconomus*, *M. (Stenocranius) gregalis* Pall и др.

### ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ И МОЛЛЮСКОВ

К позднему плейстоцену в рассматриваемом регионе относятся отложения II (орловской) и I (новосельской) надпойменных террас Дуная и дру-

гих рек юго-западного Причерноморья. Уровень поверхности II террасы выдерживается на +14 ... +18 м, а уровень цоколя колеблется от +1 ... +2 м у г. Рени до -1 ... -2 м у г. Измаил. Субаквальные отложения II террасы вскрываются в окрестностях сел Орловка, Новонекрасовка (рис. 1е), Владычены, Плавни, Коса и охарактеризованы карангатским лагунным комплексом солоноватоводных моллюсков (*Didacna danubica* Mih., *D. cf. ultima* Popov и др.), а также элементами шкурлатского комплекса мелких млекопитающих с *Arvicola ex gr. terrestris* L., *Microtus arvalis* Pall. (Михайлеску, Маркова, 1992).

По фауне моллюсков лиманно-морская толща II террасы хорошо коррелируется с отложениями карангатской террасы Черного моря, вскрывающимися в разрезах Гудаута, Чушка, Казантип, а также в нижней части разреза Эльтиген. В последнем разрезе в карангатских слоях были обнаружены остатки мелких млекопитающих: *Arvicola ex gr. terrestris* L., *Lagurus lagurus* Pall., *Microtus arvalis* Pall., *Microtus (Stenocranius) gregalis* Pall. Фауны этого эволюционного уровня известны главным образом из местонахождений центра Русской равнины (Шкурлат, Гадяч, Чернянка, Малютино, Михайловка-5 и др.) и были отнесены к шкурлатскому фаунистическому комплексу (Алексеева, 1980; Маркова, 1992; Агаджанян, Глушанкова, 1986). Захоронения млекопитающих шкурлатского фаунистического комплекса по геологическим данным коррелируются с микулинским межледниковьем. В это межледниковье на Русской равнине сформировалась салынская почва мезинского почвенного комплекса (Величко и др., 1984, 1992). В Западной Европе этому времени отвечают фауны млекопитающих из местонахождений Авелей, Грей Террок, Илфорд в Англии, Таубах в Германии и др. (Sutcliffe, Kowalski, 1976; Kahlke, 1961).

Отложение I террасы вскрываются в бассейне Дуная южнее сел Новосельское, Орловка, Богатое, где ее поверхность достигает +8 ... +10 м, а цоколь вскрыт скважинами на глубине -13 ... -17 м. Субаквальные отложения этой террасы содержат остатки как пресноводных, так и солоноватоводных моллюсков: *Monodacna pontica carinata* Grossu et Baltac., *Dreissena polymorpha* Pall., *Hypanis fragilis* Mil., *Turricaspia (Micromelania) lincta* (Mil.), *Viviparus fasciatus* Mull. и др. Характерной чертой фауны из лиманно-морских отложений I террасы является отсутствие представителей рода *Didacna* Eichwald, которые, по-видимому, исчезли во время новоэвксинской регрессии, из-за сильного опреснения Черного моря (Михайлеску, 1990; Михайлеску, Маркова, 1992).

### ГОЛОЦЕНОВЫЕ МАЛАКОФАУНЫ

В долине нижнего Дуная хорошо развиты высокая (до 5 - 6 м) и низкая (до 1.5 - 2 м) пойменные террасы, которые образовались в голоцене.

Их отложения охарактеризованы реликтами новоэвксинской фауны солоноватоводных моллюсков (*Monodacna*, *Huianis*, *Dreissena*, *Turgicaspia*) и современными пресноводными моллюсками. На территории дельты Дуная осадкам высокой и низкой пойм соответствуют древнечерноморские и новочерноморские отложения со средиземноморской фауной. Они слагают характерную для дельты Дуная "гринду" – сохранившиеся песчаные бары древней береговой линии, расположенные параллельно современному берегу моря, но отдаленные от него на 15 - 20 км.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Таким образом, благодаря исследованиям остатков ископаемых мелких млекопитающих и солоноватоводных и пресноводных моллюсков, обнаруженных в совместном залегании в плейстоценовых захоронениях, приуроченных к лиманно-морскому и аллювиально-дельтовому отложениям юго-западной Русской равнины, удалось провести корреляцию основных событий бассейна Черного моря и Русской равнины. Так как захоронения палеонтологических остатков связаны с отложениями трансгрессивных фаз черноморского бассейна, вызванных гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря, в свою очередь обусловленных климатическими факторами, то изученные материалы характеризуют значительные потепления плейстоцена (межледниковья). Эпохи оледенений могут быть охарактеризованы материалами из других типов осадков, прежде всего из горизонтов лёссов.

1. Началу плейстоцена отвечают захоронения в субаквальных отложениях VII террас рек юго-запада Русской равнины (причем в низах субаквальной толщи этой террасы проходит смена знака палеомагнитных эпох Брюнес–Матуяма). В них обнаружены остатки солоноватоводных моллюсков, характерных для раннечаудинской трансгрессии, и костные остатки мелких млекопитающих, сопоставимых с раннетираспольскими фаунами. Исходя из корреляций с материалами по мелким млекопитающим из других регионов Русской равнины, эти отложения можно сопоставить скорее всего с завершающей фазой формирования михайловской (балашовской) почвы перигляциальной толщи Русской равнины (Величко и др., 1992).

2. Местонахождения с более молодой чаудинской фауной моллюсков (хорошо сопоставимой с малакофауной из верхнечаудинских отложений мыса Чауда) совместно с типичными тираспольскими фаунами мелких млекопитающих приурочены к субаквальным отложениям VI террас региона. Анализ материалов из совместных захоронений терио- и малакофаун позволяет коррелировать эту фазу чаудинской трансгрессии со временем формирования колкотовской (ржаксинской) ископаемой почвы Русской равнины и

с периодом ильинского межледниковья (Бреслав и др., 1992).

3. Захоронения с остатками наиболее поздних тираспольских фаун и своеобразным комплексом моллюсков, в котором отмечены как чаудинские, так и древнеэвксинские формы, обнаружены в лиманно-морских осадках и аллювиально-дельтовых отложениях у террас рек северо-западного Причерноморья. Палеонтологические материалы позволяют датировать эти отложения второй половиной раннего плейстоцена и отнести по микротериологическим данным к мучкапскому межледниковью. В перигляциальной толще Русской равнины этому времени отвечает горизонт воронской ископаемой почвы.

4. Новый эволюционный этап развития фаун мелких млекопитающих и моллюсков выявляется по находкам из субаквальных отложений IV террас региона. Фауны мелких млекопитающих этого возраста хорошо коррелируются с фаунами сингильского (гуньковского) фаунистического комплекса, малакологические материалы – с древнеэвксинскими фаунами черноморского бассейна. Это позволяет отнести указанные отложения к периоду лихвинского межледниковья, во время которого был сформирован горизонт инжавинской ископаемой почвы, и ко времени развития древнеэвксинской трансгрессии Черного моря.

5. Субаквальные отложения III террас охарактеризованы фаунами мелких млекопитающих, сопоставимыми с хозарским фаунистическим комплексом, и солоноватоводными моллюсками узунларского лагунного комплекса. В перигляциальной лессо-почвенной серии Русской равнины этим отложениям отвечают горизонты послелихвинских среднеплейстоценовых почв (каменской и роменской), которые были сформированы в потепления, последовавшие за лихвинским межледниковьем, но предшествующие днепровскому оледенению (Величко и др., 1992).

6. Наконец, начало позднего плейстоцена охарактеризовано палеонтологическими материалами из субаквальных отложений II террасы, с элементами шкурлатского комплекса мелких млекопитающих и солоноватоводными моллюсками, характерными для карангатской трансгрессии Черного моря. Эти отложения могут быть отнесены к микулинскому межледниковью и времени формирования салынской фазы мезинского почвенного комплекса.

Как упоминалось выше все рассмотренные фауны мелких млекопитающих имеют межледниковый характер. Южное положение региона обусловило преобладание в них видов открытых ландшафтов. Палинологические материалы, полученные из разновозрастных лиманных и аллювиально-дельтовых плейстоценовых осадков юго-западного Причерноморья, также дают представление о межледниковом характере растительности

периодов накопления этих генетических типов отложений. Причем в межледниковые потепления раннего, среднего и позднего плейстоцена растительность имела преимущественно лесостепной облик. В периоды похолоданий (оледенений) по палинологическим данным получали распространение степные ландшафты, в среднем и позднем плейстоцене имевшие перигляциальный характер (Медяник, Михайлеску, 1992).

Таким образом, новые многочисленные находки захоронений терио- и малакофаун в лиманно-морских и аллювиально-дельтовых отложениях северо-западного Причерноморья позволили не только установить особенности видового состава комплексов мелких млекопитающих и солончаководных и пресноводных моллюсков, выявить их основные экологические характеристики, но и могут служить основой для корреляции морских и континентальных отложений региона. Это в свою очередь дает возможность проводить сопоставления наиболее существенных природных событий в бассейне Черного моря и на Русской равнине в плейстоцене.

Работа выполнена при поддержке гранта по проблеме биоразнообразия Международного научного фонда и Академии Естественных наук.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Агаджанян А.К.* Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 37 - 49.

*Агаджанян А.К., Глушанкова А.К.* Михайловка – опорный разрез плейстоцена центра Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1986. 163 с.

*Агаджанян А.К., Ербаева М.А.* Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. М.: Наука, 1983. 187 с.

*Александрова Л.П.* Грызуны антропогена Европейской части СССР // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 291. 100 с.

*Александрова Л.П., Букатчук П.Д., Михайлеску К.Д. и др.* Унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений Молдавской ССР // Корреляция отложений, событий и процессов антропогена: Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода. Кишинев: Штиинца, 1986. С. 5 - 6.

*Алексеева Л.И.* Особенности териокомплекса последнего межледниковья Русской равнины // Млекопитающие Восточной Европы в антропогене. Тр. ЗИН АН СССР. 1980. Т. 93. С. 68 - 74.

*Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Величко А.А. и др.* Стратиграфическая схема четвертичных отложений центральных районов Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 8 - 36.

*Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Ударцев В.П.* Проблемы геохронологии и корреляции лёс-

сов и ископаемых почв Восточной Европы // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 6. С. 5 - 19.

*Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. и др.* Проблемы хроностратиграфии и корреляции лёссово-почвенной формации Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 115 - 140.

*Константинова Н.А.* Террасы низовьев Прута и лиманов дельты Дуная. // Докл. АН СССР. 1963. Т. 140. № 1. С. 56 - 61.

*Красненков Р.В., Холмовой Г.В., Глушков Б.В. и др.* Опорные разрезы Нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона // Воронеж: Изд. Воронеж. университета, 1984. 212 с.

*Красненков Р.В., Агаджанян А.К.* Нижний плейстоцен Среднего Дона // Бюл. Комис. по изуч. четв. периода. 1975. № 44. С. 69 - 83.

*Маркова А.К.* Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. 184 с.

*Маркова А.К.* Плейстоценовая микротериофауна Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 50 - 94.

*Медяник С.И., Михайлеску К.Д.* Палеогеографические этапы развития флоры Молдовы в антропогене. Кишинев: Штиинца, 1992. 132 с.

*Михайлеску К.В.* Происхождение лиманов дельты Дуная. Кишинев: Штиинца, 1990. 162 с.

*Михайлеску К.Д., Маркова А.К.* Палеогеографические этапы развития фауны Юга Молдовы в антропогене. Кишинев: Штиинца, 1992. 310 с.

*Трубихин В.М., Чепальга А.Л.* Палеомагнитная стратиграфия плиоцена и плейстоцена Молдавии // Фаунистические комплексы, биостратиграфия плиоцена и плейстоцена Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1982. С. 30 - 33.

*Федоров П.В.* Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 310. 164 с.

*Чепальга А.Л.* О четвертичных террасах долины нижнего Днестра // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. М.: Наука, 1962. № 27. С. 48 - 51.

*Чепальга А.Л., Маркова А.К., Михайлеску К.Д.* Стратиграфия и фауна стратотипа узунларского горизонта черноморского плейстоцена // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 2. С. 433 - 437.

*Fuhrmann R., Heinrich W.D., Mai D.H., Wiegank F.* Untersuchungen am praelsterzeitlichen Loss von Malis (Besirk Leipzig) // Z. geol. Wiss. Berlin, 1977. Bd. 5, № 6. P. 717 - 743.

*Hinton M.A.C.* Monograph of the voles and lemmings (Microtinae). London: British Museum (Natural History), 1926. 488 p.

*Janossy D.* Lemming-remain from the Older Pleistocene of the Sourhern Hungary (Villany, Somssich-hill 2) // Fragm. Miner. et Paleont. 1983. № 11. P. 55 - 60.

*Kahlke H.D.* Revision der Säugetierfaunen der Klassischen Deutschen Pleistozan-Faundstellen von Sussenborn, Mosbach, Taubach // Geologie. 1961. Bd. 10. P. 493 - 532.

*Kahlke H.D.* Die Stratigraphische Stellung der Faunen von Voigstedt. Zur grenze des Kontinentalen Unterpleistozan // Mittelpleistozan im Zentraleuropaischen Raum // Paleontol. Abh. 1965. Bd. 11. № 2/3. Berlin. P. 691 - 692.

- Koenigswald V.M.* Sudmer-Berg 2, a fauna from the Early Middle Pleistocene of the Harz Mountains, Germany // N. Jb. Geol. Paleont. Abh. 1972. Bd. 141. № 2. Stuttgart. P. 194 - 221.
- Koenigswald V.M.* Mittelpleistozane Kleinsaugerfauna aus der Spaltenfüllung Petersbuch bei Eichstatt // Mitt. Bauer. Statssamml. Palaont. Hist. geol. München, 1970. Bd. 10. P. 407 - 432.
- Kretzoi M.* Die Altpleistozanen Wirbeltierfaunen des Villányer Gebirges // Geol. Hungar., Ser. palaeont. Budapest, 1956. № 27. 264 p.
- Malec M., Rabeder G.* Fundmaterial von Kleinsaugern aus der Altpleistozane Spaltenfüllung Podumci i in Norddalmatien (Kroatien, Jugoslawien) // Beitr. Paleont. Caterr. Wien, 1984. № 11. P. 439 - 510.
- Macarovich M., Costetchi G.* Sur les depot de Barbisi // Babelle antre le Siret et la Prout An. st. Univ. den Lasi. Sect. 11, Ser. B. Geologia. 1973. T. 19. P. 132 - 154.
- Sala B.* La fauna dei giacimento di Isernia la Pineta // Sopzitenzenza archeologica e per i beni ambielali Archit. Arristici Storici del Molisi. Isernia, Museo Nazzionale, Bologna, 1983. P. 71 - 79.
- Storch G., Franzen J.L., Malec F.* Die Altpleistozane Sauergerfauna (Mammalia) von Hohensulzen bei Worms // Sentkenbergiana Lethaea. Frankfurt-am-Main, 1973. Bd. 54. № 2/4. P. 311 - 343.
- Sutcliffe A.J., Kowalski K.* Pleistocene Rodents of the British Isles // Bull. Brit. Mus. Natur. History. 1976. V. 27. № 2. P. 35 - 147.
- Terzea E., Jurasak T.* Contribution a la connaissance des faunes pleistocene moyennes de Betfia (Roumanie) // Lucr. Inst. de speol. Emil. Racovitza. 1969. T. 8. P. 204 - 245.

Рецензент М.А. Ахметьев



УДК (092:55)

**ЮОЗАС ДАЛИНКЕВИЧЮС (1893 - 1980)**

© 1994 г. В. Л. Лелешус

*Институт геологии АН Республики Таджикистан, 734063 Душанбе, ул. Айни, 267, Таджикистан*

Поступила в редакцию 07.09.93 г.



В 1993 году исполнилось сто лет со дня рождения Ю.А. Далинкевичюса – воспитанника и преподавателя Петербургского горного института, а позднее – профессора Каунасского и Вильнюсского университетов. Ю.А. Далинкевичюс заложил основы геологии Литвы, составил и опубликовал геологические карты Прибалтийских республик, воспитал современное поколение геологов Литвы.

Диапазон научно-исследовательских работ Ю.А. Далинкевичюса был необычайно большой. Он занимался палеонтологией, стратиграфией, тектоникой, палеозоогеографией, четвертичной геологией, инженерной геологией, геоморфологией, полезными ископаемыми и др.

Ю.А. Далинкевичюс родился 13 июня 1893 г. в районе Укмерге, в 70 км от Вильнюса, в крестьянской семье. В 1903 г. поступил в гимназию города Гродно, которую в 1911 г. окончил с серебряной медалью. В том же году поступил на физико-математический факультет Петербургского университета по специальности астрономия, а в 1912 г. – в Петербургский горный институт. Там

он слушал лекции В.И. Баумана, В.С. Федорова, Н.С. Курнакова, П.И. Степанова, А.А. Борисьяка, К.И. Богдановича и других знаменитых русских ученых, о которых потом много рассказывал своим студентам. После окончания Горного института был оставлен ассистентом при кафедре геодезии и маркшейдерского дела. В 1923 г. написал учебник “Горная геометрия”. Будучи еще студентом, а затем ассистентом, участвовал во многих геологических экспедициях: в Эстонию – в 1913 г., Крым – 1916 г., Казахстан – 1917 г., на Тиман – 1919 г., в Карелию – 1920 г., Донбасс – 1922 - 1923 гг. и др.

В 1924 г. вернулся в Литву, где стал работать старшим лаборантом, затем ассистентом на кафедре геологии и минералогии Каунасского университета. Геологические исследования проводил по своей личной инициативе.

За это время он написал и опубликовал несколько статей по геологии и полезным ископаемым, в том числе большую работу по девону Литвы.

В 1932 - 1933 гг. находился в научной заграничной командировке в Австрии, Германии, Бельгии, Франции, Италии, Югославии. В 1933 г. в Грацком университете защитил докторскую диссертацию по теме “Третичные отложения долины реки Швентой”. В 1934 - 1940 гг. преподавал в Каунасском университете, продолжал геологические исследования и опубликовал около 20 работ по геологии Литвы.

В 1940 г. на факультете строительства Каунасского университета была организована кафедра инженерной геологии, а Ю.А. Далинкевичюс был назначен профессором и заведующим этой кафедры. В 1941 г. в Советской Литве впервые был организован Институт геологии при АН Литовской ССР, директором которого был назначен Ю.А. Далинкевичюс. В 1946 г. он был избран членом-корреспондентом АН Литовской ССР.

После Великой Отечественной войны в Советской Литве, как и во всем СССР, началась интенсивная подготовка кадров, в том числе геологов. С этого времени основная научная и особенно педагогическая деятельность Ю.А. Далинкевичюса была сосредоточена на кафедре геологии факультета естественных наук Вильнюсского университета, которой он заведовал с 1944

по 1963 г., а затем был профессором-консультантом. Свои лекции по исторической геологии он читал так образно, что студенты иногда чувствовали, что находятся не в аудитории, а на дне кембрийского моря среди многочисленных трилобитов или в каменноугольном лесу среди гигантских лепидодендронов и папоротников. Лекции по исторической геологии были очень интересными. Они напоминали путешествия в геологическое прошлое. А в лекциях по геологии СССР профессор всегда говорил о исследованиях русских и советских геологов и о том, что еще предстоит сделать. Хотя Ю.А. Далинкевичюс занимался самыми разнообразными геологическими вопросами, он всегда подчеркивал, что основой геологии является палеонтология и стратиграфия и эти дисциплины должен знать каждый геолог. Поэтому многие студенты Ю.А. Далинкевичюса стали палеонтологами-стратиграфами. Среди них такие широко известные специалисты, как Ю.Ю. Пашкевичюс, А.А. Григялис, В.Н. Талимаа, М.В. Кабайлене, П.И. Сувейздис и др., еще будучи студентами, под руководством Ю.А. Далинкевичюса, начали свои палеонтологические исследования, которые продолжают до сих пор.

Помимо программных лекций, профессор Ю.А. Далинкевичюс активно руководил работой студенческого геологического кружка, в котором

рассказывал студентам о своих геологических путешествиях и много раз ездил вместе с ними в геологические экскурсии, на коренные обнажения пород, или в места, где производились бурения опорных скважин, и вместе со студентами описывал керны и определял находящиеся в них окаменелости.

Последние годы своей жизни Ю.А. Далинкевичюс изучал астрономию, которой начал заниматься еще будучи гимназистом. В своем доме, который и сейчас находится на Зеленой горе в городе Каунасе, он оборудовал собственную обсерваторию с крупным телескопом. Она занимала весь небольшой четвертый этаж. На стенах были портреты выдающихся астрономов: Н. Коперника, И. Ньютона, В. Гершеля и др., а на полках – астрономическая литература на литовском, польском, русском, английском и немецком языках, которыми он свободно владел. Большая геологическая библиотека и рабочий кабинет находились на третьем этаже, а на первом и втором этажах были кухня, столовая и комнаты для членов семьи и для гостей.

Умер профессор Ю.А. Далинкевичюс 26 февраля 1980 г. в г. Каунасе. Похоронен в районе Укмерге, на кладбище деревни Памушио, в которой он родился. Его ученики помнят о нем и продолжают его работы.

УДК 56112:551.71(571.11.5)

## ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФАЦИАЛЬНО-ЭКОЛОГИЧЕСКОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОФОССИЛИЙ В РИФЕЙСКИХ БАССЕЙНАХ СИБИРИ

© 1994 г. А. Ф. Вейс, П. Ю. Петров

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 06.05.93 г.

Изучение палеоэкологического распределения докембрийских микроорганизмов ранее основывалось главным образом на актуалистических интерпретациях состава биот окремненных форм, которые обитали в крайне специфических мелководных зонах палеобассейнов. Авторы привлекли к решению этих вопросов прямые седиментологические данные об условиях накопления микрофитологически охарактеризованных толщ и с этих позиций проанализировали палеоэкологическую приуроченность рифейских микрофоссилий (органостенных и окремненных). Это позволило на новом уровне оценить особенности фациально-экологического распределения древних микроорганизмов в широком спектре палеоусловий в рифейских бассейнах Средней (Туруханский и Учуро-Майский регионы) и Северной (Анабарский массив) Сибири. Во всех регионах выявлено наличие единой пространственной упорядоченности (структуры) в латеральном распределении микрофоссилий. Ее основу составляют фациально-экологические группировки древних форм четырех главных типов: глубоководные, "оптимальные", переходные и мелководные. Показана микрофитологическая специфика этих группировок в рифейских бассейнах с силикокластической, глинисто-карбонатной и карбонатной седиментацией. Проанализированы систематический состав, особенности экологии, эволюции и стратиграфический потенциал выделенных группировок микрофоссилий. Главным фактором, определявшим распределение микроорганизмов в этих бассейнах, являлась глубина. Наибольшим богатством и разнообразием характеризовались "оптимальные" группировки микроорганизмов среднеглубинных зон рифейских бассейнов, в которых доминировали остатки крупных, сложно построенных, преимущественно эукариотных форм. Полученные данные не согласуются с более ранними представлениями о высоких темпах эволюционных преобразований сообществ рифейских эукариот, сконцентрированных в основном в среднеглубинных зонах. Высказано предположение, что формирование выявленной структуры латерального распределения древних микроорганизмов заняло длительное время и завершилось в рифее.

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение остатков микроорганизмов докембрия долгое время было подчинено решению, главным образом, стратиграфических задач на основании эмпирически установленных особенностей возрастного распределения таксонов (точнее, паратаксонов) без анализа воздействия палеоэкологических факторов на размещение конкретных биот или ассоциаций в пространстве и времени. Этим путем были достигнуты значительные успехи в выяснении биостратиграфического потенциала микрофоссилий (обзор см. Янкаускас и др., 1989; Семихатов и др., 1990), но сейчас есть все основания утверждать, что такой путь исчерпал свои возможности. Гораздо более перспективным представляется анализ целостных фрагментов палеосреды и населявшего их микромира и синтез на этой основе реальных, определенным образом организованных палеоэкосистем.

Попытки выяснения главных особенностей палеоэкологического распространения докембрийских микроорганизмов широко известны в литературе, но до сих пор они делались на примере главным образом или исключительно окремнен-

ных микрофоссилий (библиографию см. Hofmann, 1976; Knoll *et al.*, 1991), которые в преобладающей своей части представляют специфические обедненные сообщества бентосных матообразующих микроорганизмов крайне мелководных зон карбонатных платформ. В результате из палеоэкологического анализа по существу целиком выпали гораздо более разнообразные ассоциации микрофоссилий силикокластических толщ, представленные органостенными остатками. Тем не менее, Э. Ноллем (Knoll, 1982, 1984 и др.) была предложена общая модель латерального и экологического распределения микроорганизмов, в разработке которой весьма существенная роль была отведена актуалистической интерпретации окремненных микроорганизмов и их сообществ. Согласно этой модели, обедненные, преимущественно бентосные группировки прокариот занимали, как правило, лишь литораль и крайнюю верхнюю зону сублиторали и в сторону открытого моря замещались более разнообразными сообществами, доминантами которых были планктонные эукариотные формы. Именно в последних сообществах обнаруживались ясные эволюционные

преобразования, контрастирующие с крайним морфологическим консерватизмом мелководных ассоциаций окремненных форм. В свете этих выводов, выявленный Дж. Шопфом (Schopf, 1977) тренд увеличения размеров коккоидных и нитчатых микрофоссилий в протерозое трактовался Э. Ноллем как связанный не с эволюцией древних организмов, а с глобальными преобразованиями в распределении бассейновых ландшафтов (с возрастанием относительной площади открытоморских обстановок в позднем рифее).

Начатые сравнительно недавно детальные исследования, направленные на выяснение экологической структуры сообществ рифейских и вендских органостенных микрофоссилий (ОМ) ряда регионов Северной Евразии (Вейс, Семихатов,

1989; Бурзин, 1989; Vidal, Nystuen, 1990 и др.), сразу же показали необходимость уточнения модели Э. Нолла, а продолжение этих исследований на рифейском материале Сибири (Вейс, Петров, 1993; Вейс, Воробьева, 1992) выявило наличие определенной пространственной упорядоченности в латеральном распределении ОМ. В предлагаемой работе на основании оригинальных седиментологических и микрофитологических исследований приводится более подробное обоснование данного феномена. Материалом для этого нам послужили наиболее перспективные для целей подобного исследования фрагменты рифейских разрезов Туруханского поднятия, Анабарского массива и Учуро-Майского региона (рис. 1), которые содержат разнообразные наборы органостенных и

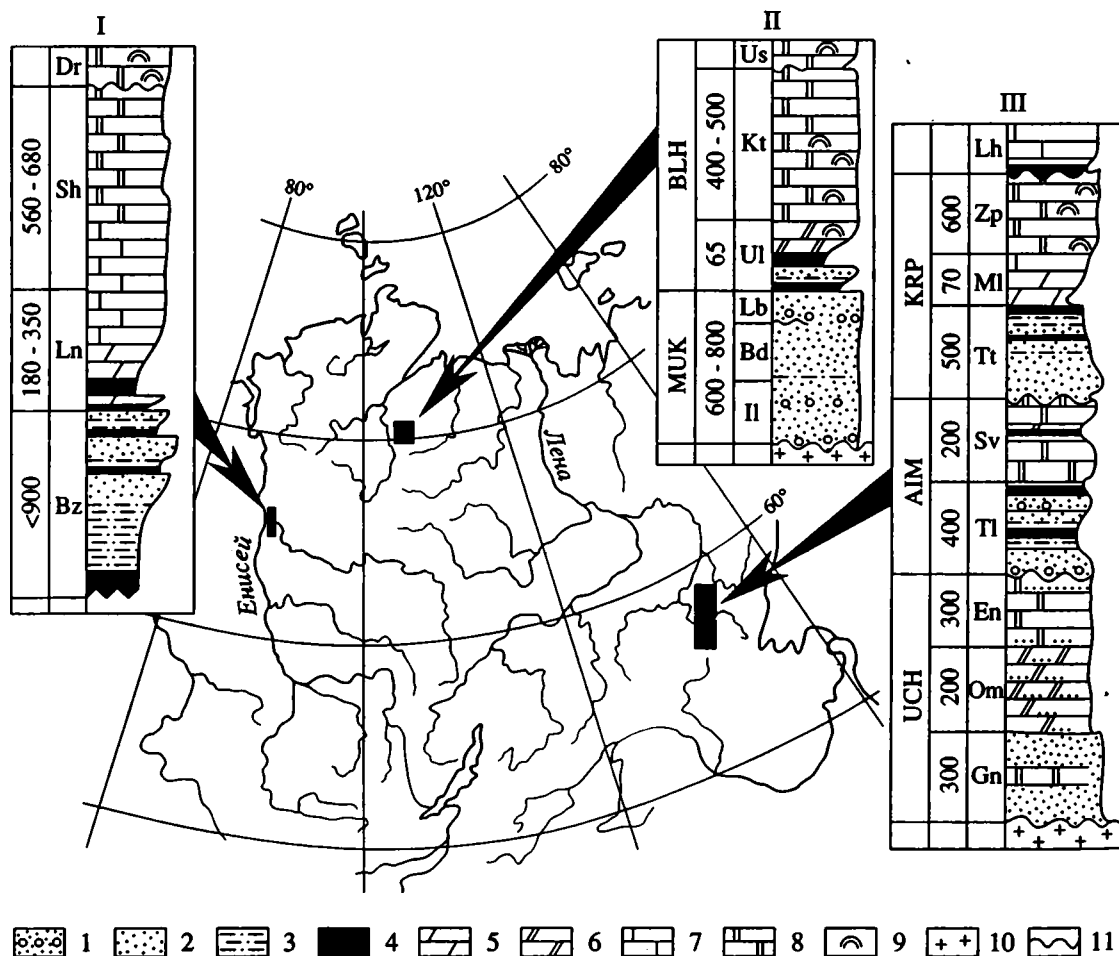


Рис. 1. Местоположение изученных регионов и стратиграфическая позиция рассматриваемых подразделений.

1 - 8 - преобладающий состав пород: 1 - гравелиты и грубозернистые песчаники, 2 - крупнозернистые песчаники, 3 - песчаники и алевролиты, 4 - алевролиты и аргиллиты, 5 - глинистые известняки, 6 - глинистые доломиты, 7 - известняки, 8 - доломиты; 9 - преобладание строматолитов; 10 - кристаллический фундамент; 11 - крупные региональные размывы.

Серии: MUK - мукунская, BLH - билляхская, UCH - учурская, AIM - аймчанская, KRP - керпильская.

Свиты: Bz - безыменная, Ln - линок, Sh - сухотунгусинская, Dr - деревнинская, Il - ильинская, Br - бурдурская, Lb - базтахская, Ul - устьильинская, Kt - котуйканская, Us - юсмастахская, Gn - гонамская, Om - омнинская, En - эннинская, Tl - талынская, Sv - светлинская, Tt - тоттинская, Ml - малгинская, Zp - ципандинская, Lh - лахандинская.

Регионы: I - Туруханский, II - Анабарский, III - Учуро-Майский.

Мощности стратиграфических подразделений даны в метрах.

окремненных микроостатков, демонстрируют явные фациальные изменения, а в первых двух из этих регионов и детально изучены с седиментологической точки зрения одним из авторов данной статьи (Петров, 1993 а, б; неопубликованные данные). Положение описываемых ниже свит в сводных разрезах названных регионов отражено на рис. 1.

При восстановлении палеоэкологической структуры ископаемых сообществ микроорганизмов мы опирались, прежде всего, на результаты седиментологического анализа толщ, содержащих эти сообщества и на привязку конкретных биот к выявленному в ходе такого анализа обстановкам. Интерпретации экологической приуроченности членов этих биот на основании актуалистических моделей была отведена второстепенная роль. Опубликованные ранее данные о составе ОМ встреченных в рассматриваемых отложениях (Тимофеев и др., 1976; Вейс, 1988; Пятилетов, 1988; Вейс, Воробьева, 1992 и др.) были дополнены новыми материалами, полученными в ходе настоящих исследований. Наиболее значительными такие дополнения оказались для биот устьильинской и котуйканской свит Анабарского массива; для отложений Туруханского поднятия и Учуро-Майского региона они расширили имевшиеся данные лишь количественно. Помимо ОМ, для полноты картины вовлечены и окремненные микрофоссилии, известные из рассматриваемых ниже карбонатных толщ. Сведения об их составе почерпнуты из литературы (Головенко, Белова, 1981; 1984; 1993; Сергеев, 1993), а по сухотунгусинской свите Туруханского поднятия, кроме того, сообщены нам В.Н. Сергеевым.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ ИЗУЧЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Среди трех рассматриваемых регионов наиболее представительные данные были получены по Туруханскому поднятию и Анабарскому массиву, которые ниже рассматриваются подробнее, чем материалы по Учуро-Майскому региону.

В Туруханском поднятии, расположенном вдоль западной окраины Сибирской платформы, вскрывается довольно значительный по стратиграфическому объему разрез рифейских отложений, которые несогласно перекрываются вендскими и кембрийскими толщами. В предлагаемой статье мы остановимся на нижней части этого разреза, на силикокластической безыменской, глинисто-известняковой линок и карбонатной сухотунгусинской свитах. Эти свиты образуют самостоятельную трансгрессивную последовательность, которая сверху ограничена поверхностью регионального размыва, предшествовавшего накоплению деревнинской свиты. Анализируемые здесь отложения слагают две субмеридианально вытянутые, тектонически сближенные пластины,

в пределах которых они образуют пологие наклоненные к западу моноклинали. Описываемый материал происходит из естественных выходов названных свит, вскрытых по рр. Надпорожная, Каменная, Нижняя Тунгуска и Сухая Тунгуска.

На Анабарском массиве, представляющем собой типичное внутриплатформенное пологое поднятие, рифейские и несогласно перекрывающие их вендские и кембрийские отложения залегают субгоризонтально. Из вскрытых здесь толщ мы рассмотрим наиболее высокие горизонты силикокластической мукунской серии, карбонатно-глинистую устьильинскую и существенно карбонатную котуйканскую свиты в наиболее хорошо изученном их разрезе по р. Котуйкан.

В Учуро-Майском регионе из всего мощного и сложно построенного вскрытого здесь рифейского разреза мы остановимся на двух свитах – на терригенно-карбонатной омахтинской и силикокластической тоттинской (рис. 1). Первая из них слагает средние горизонты учурской серии, начинающей собой рифейский разрез региона, а вторая является базальной свитой керпильской серии, которая в сводном разрезе отделяется от учурской серии терригенно-карбонатной аимчанской серией и залегают несогласно на отложениях обеих этих серий, а местами и на архейском фундаменте. Ниже мы рассмотрим лишь наиболее показательные для наших целей разрезы омахтинской и тоттинской свит в пределах пологих платформенных депрессий юго-западной части региона – Учурской и Майской впадин соответственно (Семихатов, Серебряков, 1983). Омахтинская свита будет описана в разрезах по р. Идюм на южном крыле Учурской впадины, а тоттинская – на несколько более широкой площади по рр. Аим, Омня и Мая на восточном крыле Майской впадины. Эти отложения с седиментологических позиций изучены, к сожалению, гораздо хуже упомянутых выше отложений Туруханского поднятия и Анабарского массива, но они формировались в широком диапазоне обстановок и очень представительны охарактеризованы микрофоссилиями, что делает их ценным объектом для сравнительного анализа.

Возраст большинства перечисленных свит различными исследователями трактуется по-разному. Это связано не столько с недостатком объективной возрастной информации, сколько с различиями во взглядах на критерии проведения границы среднего и верхнего рифея в Сибири. Переходя к изложению соответствующей информации, отметим, что последовательность безыменской, линок и сухотунгусинской свит Туруханского поднятия по удивительному совпадению последовательности напластования и сходству палеонтологической характеристики всеми исследователями коррелируется с тремя свитами керпильской серии Учуро-Майского региона (рис. 1), а деревнинская свита по тем же критериям

сопоставляется с нижней частью лахандинской серии, залегающей на керпыльской. Эта безусловная корреляция расширяет базу данных, имеющих отношение к установлению возраста рассматриваемых отложений.

Изотопно-геохронологические данные по Туруханскому региону очень ограничены: полученные в 60-е годы К-Аг датировки по глаукониту из разных частей этого разреза варьируют в пределах 970 - 800 млн. лет и, видимо, свидетельствуют лишь о перестройке соответствующих изотопных систем около 800 - 850 млн. лет назад. Несколько более широкая информация об изотопном возрасте рассматриваемых отложений имеется для Учуро-Майских разрезов. В тоттинской свите, помимо явно омоложенных К-Аг и Rb-Sr датировок глауконита, фиксирующих время регрессивного катагенеза, имеется серия К-Аг датировок того же минерала, лежащих в пределах 1170 - 970 млн. лет (Семихатов, Серебряков, 1983). Эти данные в сочетании с имеющимися К-Аг датировками из аймчанских и лахандинских отложений приводят всех исследователей к выводу, что возрастные рамки керпыльской серии (и, следовательно, сопоставляемых с ней безыменской, линок и сухотунгусинской свит) лежат в пределах примерно 1200 - 1000 млн. лет (Семихатов, Серебряков, 1983; Хоментовский и др., 1985; Комар, 1990; Шенфиль, 1991; и др.). Используя этот вывод, и присутствие в деревянных и нижнелахандинских отложениях представительных микробиот, сравнимых с выявленной вблизи основания типа верхнего рифея (с мулдакаевской биотой), и характерных верхнерифейских таксонов строматолитов, ряд исследователей границу среднего и верхнего рифея в сибирских разрезах проводит между керпыльской и лахандинской сериями и их аналогами (обзор и библиографию см. Семихатов, Серебряков, 1983; Semikhatov, 1991). Другие исследователи эту границу помещают ниже по разрезу, в основании керпыльской серии и ее аналогов (Комар, 1973, 1990; Хоментовский и др., 1985; Вейс, 1988; Шенфиль, 1991; и др.). Данный вывод опирается на появление в безыменных и тоттинских отложениях определенных размерных и морфологических разностей ОМ, на наличие в верхнекерпыльских и линок-сухотунгусинских толщах некоторых строматолитов, присутствующих в типе верхнего рифея на Южном Урале, и/или на историко-геологические построения. Нужно отметить, что именно такое проведение границы среднего и верхнего рифея в Сибири в наибольшей степени согласуется с южноуральской ее моделью, если оценивать последнюю в свете микробиологических данных.

Возраст устьильинской и котуйканской свит до недавнего времени единодушно определялся как раннерифейский. Основанием для этого служили состав котуйканских строматолитов и К-Аг датировки глауконита из мукунских, устьильинских и

послекотуйканских (юсмастахских) отложений (Комар, 1966; Злобин, Голованов, 1970; Семихатов, Серебряков, 1983; и др.). Подтверждением этого взгляда явились недавно полученные изохронные Rb-Sr и K-Ag датировки Al-глауконита из разных горизонтов устьильинских отложений. Они составляют соответственно  $1491 \pm 5$  и  $1465 \pm 10$  млн. лет и тракуются как отражающие время раннего диагенеза осадков (Горохов и др., 1991). В противоречие с этими выводами, с точки зрения А.Ф. Вейса и Н.Г. Воробьевой (1992), пришли новые данные о составе устьильинских и котуйканских ОМ, среди которых был установлен ряд размерных и морфологических типов, характерных в других сибирских разрезах для верхнего рифея (для тоттинских и более молодых отложений). Вместе с тем, данные о первичном изотопном составе Sr в котуйканских и юсмастахских карбонатах, по мнению Б.Г. Покровского и В.И. Виноградова (1991), более согласуются с выводом об их принадлежности к верхним горизонтам нижнего протерозоя. Нет единства взглядов на стратиграфический возраст устьильинско-котуйканских и безыменско-тоттинских отложений и у авторов данной статьи.

Что же касается омахтинской свиты Учуро-Майского региона, то она вместе со всей учурской серией всеми геологами считается раннерифейской на основании присущих ей строматолитов, единичных К-Аг датировок и стратиграфического положения под среднерифейской аймчанской серией. Комплекс омахтинских ОМ не противоречит такому выводу, хотя здесь и был отмечен ряд таксонов, ранее известных лишь из более молодых отложений (Вейс, Семихатов, 1989).

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И РАЗМЕЩЕНИЕ В НИХ МИКРОФОССИЛИЙ

### *Туруханское поднятие*

Рассматриваемая часть разреза этого региона, как уже говорилось, представляет собой крупный трансгрессивный цикл, который включает три согласованно залегающие свиты общей видимой мощностью до 1800 м (рис. 2).

Безыменная свита – это толща частого пере-слаивания алевролитов, аргиллитов и песчаников видимой мощностью до 900 м, которая расчленяется на три подсвиты. В нижней подсвите преобладают темно-серые аргиллиты и алевролиты с тонкими прослоями мелкозернистого песчаника. Средняя подсвита сложена ритмичным чередованием аргиллитов, алевролитов и мелко- и крупнозернистых песчаников. В верхней подсвите доминируют светло-серые крупнозернистые песчаники. Строение разрезов свиты и обстановки накопления безыменных отложений описаны нами ранее (Петров, 1993б). Поэтому здесь мы

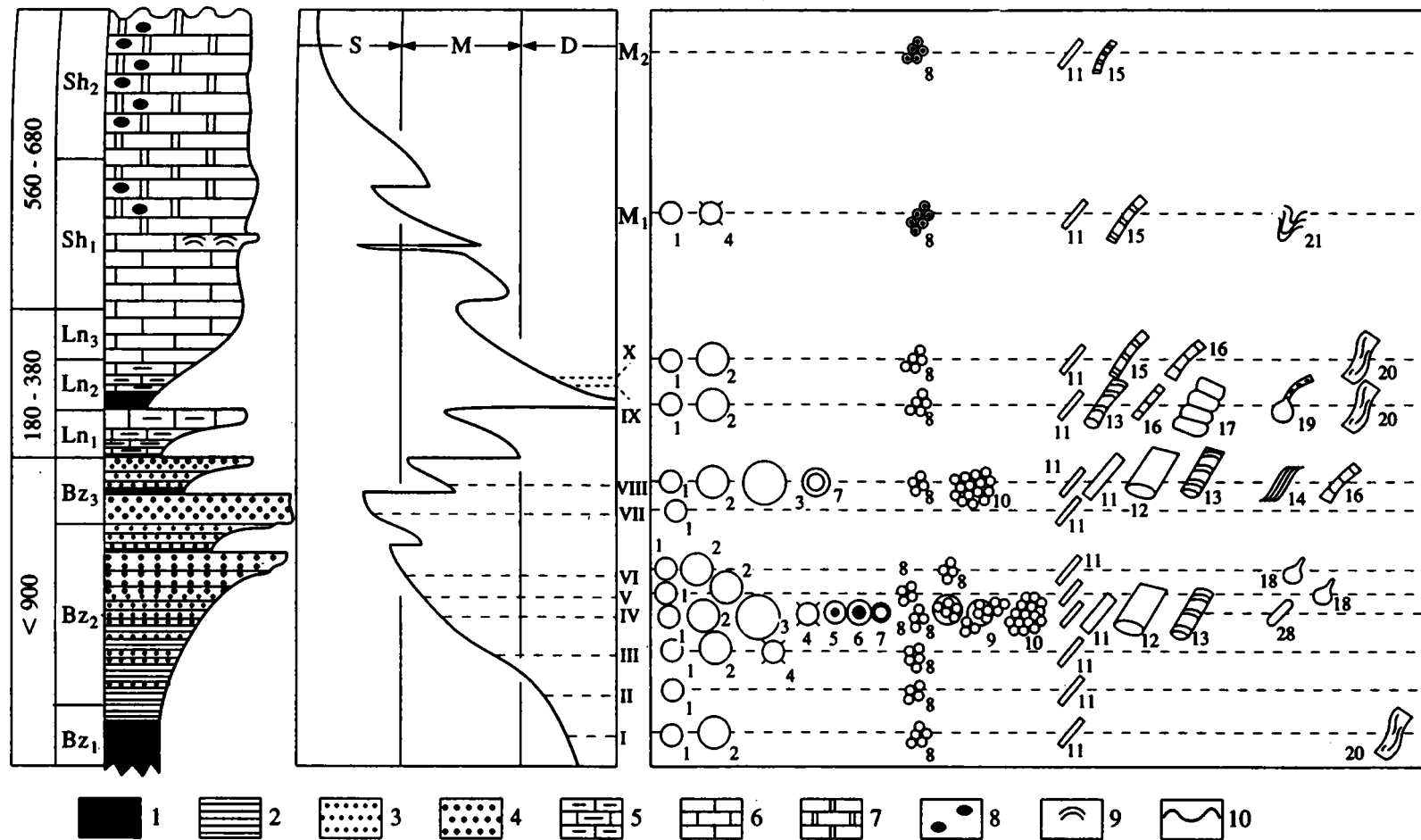


Рис. 2. Распределение микрофоссилий в трех нижних свитах рифея Туруханского поднятия: безыменской (Bz), ленок (Ln) и сухотунгусинской (Sh) и изменение условий осадконакопления за время формирования этих свит.

Палеоусловия: S – мелководные, M – среднеглубинные, D – глубоководные. Мощности свит даны в метрах.

1 – 7 – состав пород: 1 – аргиллиты и алевролиты, 2 – аргиллиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники, 3 – мелко- и среднезернистые песчаники, 4 – средне- и крупнозернистые песчаники, 5 – глинистые известняки, 6 – известняки, 7 – доломиты; 8 – конкреции кремней; 9 – строматолитовые постройки; 10 – поверхность размыва.

Микрофоссилии (цифры на рисунке) – см. объяснение к рис. 3.

I – X – уровни находок органостенных микрофоссилий; M<sub>1</sub> и M<sub>2</sub> уровни находок минерализованных микрофоссилий.

ограничимся только теми сведениями, которые важны в контексте данной статьи.

Имеющиеся данные показывают, что силикокластические осадки безыменской свиты накапливались в пределах открытого морского, углубляющегося в северо-западном направлении бассейна главным образом ниже или в пределах базиса действия длиннопериодных штормовых волн. Общий характер осадконакопления определяли отливные потоки высоких энергий, генерируемые штормами.

На фоне общей тенденции увеличения в верх по разрезу количества относительно более грубых песчаных фракций в безыменской свите четко выделяются три крупные цикла обмеления (рис. 2), которые осложнены мелкомасштабными (10 - 20 м) регрессивными циклами. В этой иерархии циклов отражены направленная эволюция палеобассейна, латеральная миграция его фациальных зон и пульсационный механизм заполнения бассейна силикокластикой. На фоне развития этих событий в безыменское время происходило постепенное выравнивание рельефа ложа палеобассейна в результате последовательной аккреции силикокластического шельфа, что вытекает из анализа синхронных интервалов разреза свиты на всей площади ее распространения.

Формирование крупномасштабных циклов было связано с весьма значительной (более сотни километров) латеральной миграцией фациальных зон палеобассейна. В разрезе таких циклов прослеживается направленное изменение среды осадконакопления, в силу чего с палеоэкологических позиций они представляют собой наиболее информативный элемент строения свиты (в качестве главного переменного фактора среды в наших построениях выступает глубина палеобассейна). Что же касается мелкомасштабных циклов, то они отражали быстрые и незначительные по амплитуде (видимо, не более 10 м) осцилляции уровня моря и не меняли общего плана фациальной структуры безыменского бассейна. Короткопериодные колебания приводили лишь к быстрым и частым инъекциям массы осадков в мористые части бассейна, где эти инъекции затухали с увеличением глубины. Мелкомасштабные циклы, в связи с этим, можно рассматривать как строительные элементы в направленном, пульсационном процессе аккреции безыменского шельфа.

Свита линок, согласно залегающая на безыменской, имеет мощность от 180 до 380 м и подразделяется на три подсвиты (рис. 2). Нижняя подсвита (10 - 50 м) представлена зеленовато-серыми глинистыми известняками, мергелями и преобладающими в ее нижней части известковистыми алевролитами и аргиллитами. Среднюю подсвиту (40 - 120 м) слагают черные аргиллиты и их темно-серые известковые и кремнисто-известковые разновидности, а в составе верхней (140 - 220 м) преобладают светло-серые глинистые известняки,

количество глинистой составляющей в которых убывает в верх по разрезу.

Из анализа строения разрезов свиты следует, что в истории ее формирования выделяются две крупные трансгрессии, за каждой из которых следовал длительный и хорошо выраженный в последовательности текстур пород, этап обмеления (рис. 2). Первая трансгрессия произошла в начале времени линок и явилась переломным моментом в истории туруханских палеобассейнов, который ознаменовал переход от терригенного к карбонатному типу седиментогенеза. Вторая, более поздняя трансгрессия, которая предшествовала времени накопления осадков средней подсвиты, не изменила общего типа седиментации, но обусловила возникновение наиболее глубоководных условий из известных в рассматриваемом временном интервале.

Анализ текстур и их последовательности в разрезе свиты линок показывает, что осадки нижней и средней ее подсвит формировались в относительно глубоководной зоне, ниже волнового базиса, а разрез верхней подсвиты отражает постепенное уменьшение глубины бассейна и вывод осадков в зону штормового влияния (Петров, 1993а). Остановимся более подробно на условиях накопления средней подсвиты, к которой приурочены практически все находки ОМ, известные в свите линок.

Накопление осадков этой подсвиты, проходившее в спокойных гидродинамических условиях ниже зоны действия штормовых волн, в целом отражало фоновую внутрибассейновую седиментацию глинистых частиц с периодическими инъекциями силикокластического материала алевритовой размерности. Последний образовывал тонкие (менее 1 мм) непрерывные слойки обогащения, среди которых намечается два типа: более крупные слойки, часто с градиционной слоистостью, а иногда и с микроразмывами в основании, и более тонкие слойки, которые содержат хорошо сортированные по размеру алевритовые зерна. Образование первых из них, видимо, было связано с деятельностью отливных суспензионных потоков, генерируемых мощными штормами, а вторых – с эоловым переносом материала с континента. Характерной особенностью значительной части глинистых и карбонатно-глинистых отложений средней подсвиты является специфическая тонкая черная прерывистая полосчатость, которая определяется тонкими (менее 1 мм), ориентированными по слоистости темными штрихами, иногда образующими микроструйчатые текстуры. Эти штрихи отвечают пленкам, обогащенным органическим веществом и обломочными частицами алевритовой размерности и соответствуют эпизодам накопления биогенной массы и тонкого силикокластического материала. По всей вероятности, они представляют собой остатки микробных матов, так как их внутренние микроструктуры



свидетельствуют о стадийном росте и об улавливании и связывании тонких алевритовых частиц (нерегулярная волнистая микрослоистость, обложение пленками одиночных алевритовых зерен).

Сухотунгусинская свита, мощностью от 540 до 650 м, сложена известняково-доломитовыми породами и расчленяется на две примерно равные по мощности подсвиты (рис. 2). Нижняя из них (250 - 310 м) сложена темными известняками, которые в северной части района замещаются доломитами. В составе верхней подсвиты (280 - 350 м) преобладают светло-серые доломиты с многочисленными конкрециями раннедиагенетических кремней, в которых содержатся остатки окремненных микрофоссилий (Mendelson, Schopf, 1982; Головенко, Белова, 1992, 1993).

Текстурный анализ пород сухотунгусинской свиты свидетельствует о том, что в целом она представляет крупную последовательность обмеления, на фоне которой четко фиксируются два регрессивных цикла, по своему объему примерно отвечающих двум подсвитам (рис. 2). В пределах каждого из этих циклов устанавливается изменение условий от относительно глубоководных, отвечавших обстановкам ниже базиса действия волн, до обстановок мелководья с постоянной волновой активностью. Эти изменения отражены как в гранулометрии обломочных карбонатных пород (от мелко- до грубозернистых вакстоунов), так и в переходе от механогенной седиментации карбонатных частиц к биогенно наведенному накоплению карбонатов *in situ* (пластовые формы строматолитов). Вверх по разрезу свиты наблюдается общий тренд увеличения роли мелководных осадков, в результате чего в составе верхней подсвиты доминируют мелководные отложения карбонатного шельфа. Именно из таких отложений и происходят основные находки сухотунгусинских окремненных микрофоссилий.

Фоссилизированные остатки микроорганизмов известны во всех трех перечисленных выше свитах Туруханского рифея, но наиболее обильны и разнообразны в безыменной свите (Вейс, 1988; Вейс, Петров, 1994). Не повторяя все ранее приведенные данные о составе встреченных здесь ОМ, мы ограничимся изложением только самых важных сведений, необходимых для аргументации развиваемых представлений.

Безыменная ассоциация ОМ включает не менее 20 родов и 25 видов микроостатков, которые встречены здесь на восьми стратиграфических уровнях во всех трех ее подсвитах (один уровень – в нижней, пять – в средней и два – в верхней подсвитах) и представляют все основные морфологические типы ОМ докембрия – акритархи, колониальные коккоидные и нитчатые микрофоссилии, формы сложного строения (фототаблица I). Общий размерный диапазон встреченных остатков этих таксонов показан на таблице. В количественном отношении преобладают акритархи (более

50% всех встреченных форм), а среди них – сфероморфные *Leiosphaeridia* и *Chuaria* (диаметр оболочек от 10 до 1000 мкм и более), реже встречаются оболочки с внутренними телами *Pterospermopsis* и *Nucellosphaeridium* (до 100 мкм), окаймленные *Simia* (220 - 225 мкм) и спорангиеподобные *Aimia* (более 400 мкм). В единичных экземплярах обнаружены предположительно акантоморфные формы. Преобладающая часть безыменных колониальных коккоидных и нитчатых ОМ (диаметр клеток первых варьирует от 8 - 10 до 30 мкм, реже 40 - 50 мкм, а ширина вторых составляет 4 - 70 мкм) представлена наиболее распространенными в докембрии таксонами – коккоидными *Muxococcoides* и *Sphaerophysus*, эллипсоидными *Eosynechococcus*, нитчатыми чехлами *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides*, *Polytrichoides*, трихомами *Oscillatoria* (встречены трихомы шириной более 40 мкм). К сложным и редким безыменским формам принадлежат цепочечные агрегаты коккоидных клеток *Polysphaeroides*, псевдонитчатые *Palaeopleurocapsa*, фрагменты слоевищ *Ostiana*, а среди нитчатых остатков – морщинисто-ребристые *Rectia*, лентовидные *Asperatofilum* и *Taenitrichoides*. Особенно показательны среди сложно построенных безыменных морфотипов широкие слоевища с продольной штриховкой (шириной до 90 мкм) и эллипсоидные оболочки с выростами *Germinosphaera*.

Широта систематического состава и, в особенности, размеры наиболее характерных морфотипов безыменных ОМ закономерно меняются от одного из упомянутых восьми уровней к другому (рис. 2). Ранее было показано (Вейс, Петров, 1992), что обе эти черты безыменных ОМ обнаруживают тесную связь с некоторыми параметрами палеосреды, восстановленными на основе седиментологического анализа вмещающих микроостатки отложений. Среди этих параметров важнейшими оказались глубина, а в более опосредованной форме, и уровень гидродинамической активности соответствующих зон палеобассейна. Рассмотрим указанную зависимость на конкретном материале.

Микробиоты упомянутых восьми уровней в совокупности характеризуют почти все главные фациальные комплексы безыменных отложений, за исключением наиболее грубозернистых крайне мелководных осадков, которые не подвергались микрофитологическому анализу из-за их полной бесперспективности. Последовательность первых шести из этих биот, происходящих из нижней и средней подсвит, принадлежат единому крупному циклу обмеления бассейна, в течение которого уменьшение глубины, видимо, составило от 50 до 10 м и менее. Состав этих биот неоднороден и в его изменении снизу вверх по разрезу ясно выделяются две четкие, сменяющие друг друга тенденции: постепенное увеличение систематического разнообразия и предельных размеров микрофоссилий

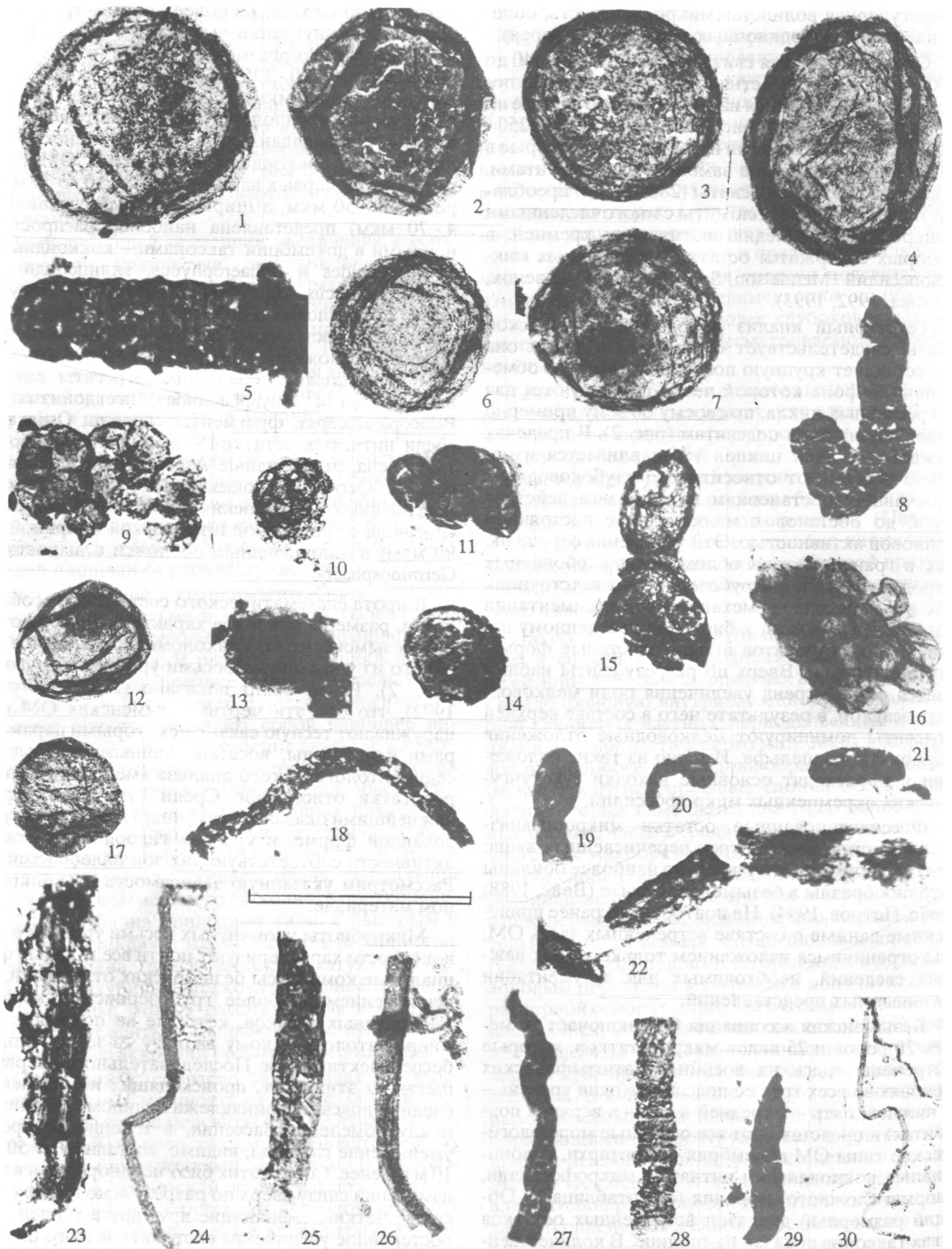


Таблица I.

**Таблица 1.** Микрофоссилии свит безыменской и линок верхнего докембрия Туруханского поднятия

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

1 - 4, 6 - 30 – безыменская свита; 22, 26 – нижняя под-свита, первый уровень нахождения ОМ (верховья р. Каменной, левого притока р. Большая Шориха); 1, 3, 4, 6 - 11, 13 - 15, 19 - 21, 25, 27, 29 – средняя под-свита, 14 – третий уровень нахождения ОМ, там же; 1, 3, 4, 6 - 10, 13, 21, 25 – четвертый уровень нахож-дения ОМ (левый берег р. Нижняя Тунгуска у Воро-нихина Мыса), 20, 27, 29 – четвертый уровень нахож-дения ОМ (верховья р. Каменной, левого притока р. Большая Шориха); 11, 15 – пятый уровень нахож-дения ОМ, там же; 19 – шестой уровень нахождения ОМ (правый берег р. Сухая Тунгуска, ниже устья руч. Бечевник); 2, 12, 16 - 18, 23, 24, 28, 30 – верхняя подсвита, восьмой уровень нахождения ОМ, там же;

5 – свита линок, средняя подсвита, десятый уровень нахождения ОМ (левый берег р. Нижняя Тунгуска у Воронихина Мыса). 5, 22, 26 – глубоководная фаци-ально-экологическая группировка туруханских ОМ; 11, 14, 15, 19, 27 – переходная фациально-экологичес-кая группировка туруханских ОМ; 1 - 4, 6 - 10, 12, 13, 16 - 18, 20, 21, 23 - 25, 28 - 30 – “оптимальная” фаци-ально-экологическая группировка туруханских ОМ.

Размер масштабной линейки: фиг. 1, 3, 4 – 500 мкм; фиг. 2, 8, 15, 18, 26 - 28 – 240 мкм; фиг. 5, 13, 19, 21, 23, 24 – 100 мкм; фиг. 6, 14 – 1000 мкм; фиг. 7 – 700 мкм; фиг. 9 – 80 мкм; фиг. 10, 12, 17 - 22, 29 – 400 мкм; 11, 16, 20, 25, 30 – 150 мкм.

1, 3, 4, 6 – *Chuarina circularis* Walcott emend. Vidal et Ford; 1 – экз. № 2078/4250, 3 – экз. № 2078/127, 4 – экз. № 2078/1251, 6 – экз. № 2078/123. 2, 17 – *Leiosphaeridia jacutica* (Tim.); 2 – экз. № 905/74, 17 – экз. № 905/710. 5 – *Siphonophycus* sp.; крупный чехол с замкнутым закругленным окончанием и поперечной структу-рой; экз. № 2078/7910. 7, 12 – *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.); 7 – экз. № 2078/1252. 12 – экз. № 905/727. 8 – фрагмент широкого слоевища с поперечно-мор-щинистой поверхностью; экз. № 2078/4211. 9 – плев-рокапсовидный агрегат субферрических колоний коккоидных клеток; экз. № 2078/4244. 10 – *Muxococcoides grandis* Horod. et Donalds.; экз. № 2078/1253. 11, 16 – фрагменты ценобиальных агрегатов мелких оболочек *Leiosphaeridia*; 11 – экз. № 903/22, 16 – экз. № 903/55. 13 – *Pterospersimorpha capsulata* Jank.; экз. № 2078/1219. 14 – крупная оболочка с редкими низкими округленно-коническими выростами? *Trachyhystrichosphaera* sp.; экз. № 903/16. 15 – *Leiosphaeri- dia* sp.; оболочки на стадии деления; экз. № 903/2454. 18, 29 – фрагменты бесструктурных корродирован-ных слоевищ; 18 – экз. № 905/71, 29 – экз. № 903/1959. 19, 20 – проросшие репродуктивные структуры водорослей или грибов; 19 – экз. № 905/221, 20 – экз. № 903/2015. 21 – *Eosynechococcus* sp.; экз. № 2078/4245. 22 – поврежденный остаток широкого слоевища с продольной структурой; экз. № 903/65. 23 – *Poly- trichoides lineatus* Herm.; экз. № 905/76. 24 – *Leiotri- choides typicus* Herm.; экз. № 905/656. 25, 26 – *Asperato- filum experatus* (Herm.); 25 – экз. № 2078/1257, 26 – экз. № 903/658. 27 – нитчатый остаток, состоящий из мелких черных тел-гранул (? *Polysphaeroides* sp.); экз. № 905/225. 28 – *Oscillatoriopsis* sp.; фрагмент широкого трихома с короткоцилиндрическими клет-ками; экз. № 905/76. 30 – *Eomycetopsis robusta* Schopf emend. Knoll, Golubic; экз. № 905/64.

при переходе от первой биоты к четвертой и по-следующая редукция этих параметров от четвер-той биоты до шестой. Так, если некоторое, чаще очень небольшое количество наиболее простых по строению сфероморфных акритарх (главным образом лейоскоферидий), колониальных коккоид-ных *Muxococcoides* и нитчатых чехлов *Eomycetop- sis* и/или *Leiotrichoides* обнаружены почти во всех этих биотах, то гигантские акритархи *Chuarina*, окаймленные *Simia*, оболочки с внутренними те-лами *Pterospersimorpha* и *Nucellosphaeridium* встречены только в четвертой, а предположитель-но акантоморфные формы – в третьей и четвер-той биотах, встреченных на соответствующих уровнях. Сходным образом ведут себя относитель-но сложно построенные псевдонитчатые *Palaeo- pleurocapsa* и фрагменты слоевищ *Ostiana*, найден-ные только в составе четвертой биоты; здесь же обнаружены все морщинисто-ребристые *Rectia*. Что же касается предельных размеров определен-ных морфотипов ОМ, то они ощутимо возрастают от первого к четвертому уровню, а затем резко уменьшаются от четвертого к шестому (рис. 2). Таким образом, шесть ниже- и среднебезымен-ских биот демонстрируют вполне определенную зависимость своих важнейших особенностей от условий формирования.

Отложения верхней подсвиты, содержащие седьмую и восьмую биоты безыменских ОМ, фор-мировались в контрастных седиментологических обстановках. Седьмая их биота происходит из от-ложений, отвечающих максимуму обмеления поз-днебезыменского бассейна, а восьмая – из более глубоководных осадков, которые накапливались в течение последующей трансгрессии. Обе биоты резко различаются между собой как по система-тическому составу, так и по размерам встречен-ных форм (рис. 2), причем восьмая биота по всем параметрам очень близка к особенно богатой чет-вертой, которая формировалась в сходных усло-виях. Седьмая биота, напротив, отличается край-не редуцированным составом – здесь встречены лишь мелкие *Leiosphaeridia*, единичные колони-альные коккоидные *Muxococcoides* и нитчатые чехлы *Eomycetopsis* и *Leiotrichoides*. Восьмая биота помимо этих форм включает гигантские обо-лочки *Chuarina*, слоевища *Ostiana*, морщинисто-ре-бристые *Rectia*, крупные трихомы *Oscillatoriopsis* и некоторые другие формы (рис. 2).

Таким образом, все безыменские микробиоты, представленные органостенными остатками, де-монстрируют единые особенности фациально-экологического распределения по профилю бас-сейна. Наиболее богатые третья, четвертая и восьмая микробиоты обнаруживают приурочен-ность к отложениям умеренно-глубоководных зон с относительно невысоким уровнем гидро-динамической активности. Менее богатые – пер-вая, вторая и пятая - седьмая встречены в более

глубоководных и в более мелководных толщах соответственно.

Резюмируя сказанное, можно заключить, что наиболее представительные ассоциации безыменных ОМ, включающие морфотипы сложного строения и максимальных предельных размеров, были ограничены в своем латеральном распространении сравнительно узкой зоной бассейна, которая соответствовала проксимальной части внешнего шельфа. В отложениях более глубоководных, дистальных частей внешнего шельфа разнообразие и размеры ОМ уменьшаются. Эта же тенденция наблюдается при переходе к прибрежным, мелководным участкам безыменского бассейна, где состав биот редуцируется вплоть до их полного исчезновения.

Микрофитологическая характеристика свиты линок более скромна по сравнению с безыменной. Сколько-нибудь представительные выборки ОМ здесь встречены лишь на двух уровнях в ее средней существенно глинистой темноцветной подсвите (в 15 - 20 м и 30 - 40 м от подошвы подсвиты) в одном разрезе у ручья Гремячего на р. Нижняя Тунгуска. На других уровнях этого разреза и в других разрезах подсвиты встречены лишь единичные находки мелких акритарх и фрагменты нитчатых форм плохой сохранности. Обе эти биоты приурочены к тем интервалам разреза подсвиты, которые содержат максимальное количество глинисто-алевролитовых прослоев.

Относительно богатые местонахождения (биоты) ОМ свиты линок обладают несомненным своеобразием по сравнению с безыменскими. В составе линокских ОМ резко преобладают две морфологические группировки – акритархи и микрофоссилии сложного строения (соответственно 58 - 60% и 27 - 29% всех встреченных форм). Акритархи представлены здесь относительно простыми оболочками *Leiosphaeridia* и *Chuaia* и единичными крупными *Nucellosphaeridium*. Диаметр их оболочек варьирует от 30 до 500 мкм, иногда до 550 - 570 мкм, обнаруживая два количественных пика, которые приходятся на 120 - 150 и 350 - 400 мкм. Колониальные коккоидные формы в изученной выборке отсутствуют, если не считать нескольких простых по строению группировок коккоидных клеток. Нитчатые микроостатки представлены единичными фрагментами трихомов *Oscillatorioopsis* (шириной 6 - 10 мкм) и столь же малочисленными чехлами *Leiotrichoides* (шириной 8 - 10 и 20 - 30 мкм). Более многочисленны своеобразные чехлы *Siphonophycus* с поперечными узкими ослабленными зонами (шириной 20 - 22 и 40 мкм) и трубчатые образования, близкие к *Rectia*, но с менее развитыми скульптурными элементами. Среди микрофоссилий сложной формы в свите линок встречены очень редкие экземпляры округлых оболочек с длинными выростами. Внутри этих выростов параллельно их длинной оси проходит хорошо выраженная темная гранулирован-

ная зона (диаметр оболочек 30 - 50 мкм; ширина выростов 18 - 20 и 40 мкм, темной зоны 14 - 16 мкм; длина выростов – до 100 мкм). Названные остатки по строению близки к структурам прорастания некоторых древнейших грибов *Germinosphaera*, *Caudospaera* (Микрофоссилии..., 1989) или *Vendomycet* (Бурзин, 1992). Другой примечательный элемент рассматриваемых группировок – темные лентовидные слоевища, иногда обладающие признаками ветвления. Их ширина составляет 20 - 25 и 35 - 40 мкм. Наиболее специфичны среди таких образований крупные (шириной до 80 - 90 мкм) сегментированные трихомоподобные формы с цилиндрическими или округлыми сегментами – “клетками”. Биологическая природа подобных микроостатков не ясна.

Различия двух биот ОМ, встреченных в свите линок, сводятся к тому, что вторая из них практически нацело лишена сложно построенных форм и включает обедненную выборку акритарх (их максимальный размер здесь 350 мкм).

В сухотунгусинской свите, сложенной чисто карбонатными осадками, ОМ не известны<sup>1</sup>, но в кремнях этой свиты встречены многочисленные минерализованные микроостатки хорошей сохранности (Mendelson, Schopf, 1982; Головенко, Белова, 1993; Сергеев – устное сообщение), образующие довольно представительную ассоциацию. В ней помимо обычных для докембрия коккоидных и нитчатых *Gloeodiniopsis*, *Eosynechococcus*, *Eoaphanocapsa*, *Muxococcoides*, *Eomycetopsis*, *Siphonophycus*, *Oscillatorioopsis* и некоторых других таксонов, присутствуют специфические колонии *Eogloeocapsa*, образующие пакеты клеток, колонии *Coniunctiophycus* сложного строения, многорядные *Eomicrocoleus* и стебельковые цианобактерии *Polybessurus*. Особенно следует отметить присутствующие здесь предположительно акантоморфные акритархи *Eomycrhystridium* (?) и простые *Leiosphaeridia*.

Из перечисленных форм только коккоидные *Eogloeocapsa* и нитчатые чехлы *Eomycetopsis* и *Siphonophycus* широко распространены по всему разрезу свиты, а остальные таксоны приурочены к двум различным стратиграфическим уровням. Один из них располагается в средней части свиты (вблизи кровли нижней подсвиты по нашей схеме, или в основании верхней подсвиты, по В.К. Головенку), а второй – вблизи кровли верхней подсвиты. Более представительный состав имеет нижняя сухотунгусинская биота микрофоссилий. В ней, помимо большинства указанных выше таксонов коккоидных и нитчатых микроостатков, обнаружены акритархи *Eomicrhystridium* (?) и *Leiosphaeridia*. Эта нижнесухотунгусинская биота микрофоссилий встречена в осадках, которые

<sup>1</sup> Имеющиеся в литературе указания на находки здесь редких сфероморфид (Тимофеев и др., 1976; и др.) нуждаются в критической переоценке.

накапливались на средних и малых глубинах в зоне штормового (реже обычного) волнового воздействия, а менее представительная верхне-сухотунгусинская биота – в гораздо более мелко-водных осадках (в том числе и со следами субэпиральной экспозиции). Таким образом, минерализованные микрофоссилии сухотунгусинской свиты демонстрируют знакомую нам по ОМ из безыменской свиты зависимость богатства состава от обстановок формирования. И те и другие обнаруживают явное обогащение систематического состава и появление примечательных морфотипов при переходе от наиболее мелководных к относительно более глубоководным осадкам.

В общей последовательности биот органостенных и окремненных микрофоссилий, встреченных в безыменской, линок и сухотунгусинской свитах, не обнаруживается какого-либо однонаправленного тренда изменения их состава, который можно было бы связать с общей эволюцией микросообществ и их членов. Вместе с тем, наблюдаемые вариации этих составов прямо коррелируются с фациально-экологическими особенностями вмещающих отложений.

Содержащие микрофоссилии отложения названных свит в целом представляют широкий спектр бассейновых обстановок от наиболее глубоководных дистальных частей шельфа до максимально приближенных к береговой линии частей внутреннего шельфа. В пределах этого спектра ОМ свит безыменской и линок образуют четыре группировки, каждая из которых обладает спецификой систематического состава, определенными размерными характеристиками транзитных морфотипов, присутствующих в двух или нескольких группировках, приуроченностью к определенным батиметрическим зонам бассейна и, соответственно, к определенным гидродинамическим условиям. Условно эти группировки можно назвать мелководной, переходной, “оптимальной” (среднеглубинной) и глубоководной. Мелководные группировки, представленные органостенными и окремненными формами происхождения, соответственно, из бассейнов с силикокластической и карбонатной седиментацией, очень существенно разнятся между собой как по составу, так и по экологической приуроченности всех своих основных компонентов. Среди рассмотренных выше местонахождений ОМ мелководной группировке принадлежат вторая, шестая и седьмая их биоты безыменской свиты, к переходной – третья и пятая, к “оптимальной” – четвертая и восьмая безыменские, а к глубоководной – первая безыменская и девятая - десятая биоты из свиты линок. Суммируем характерные черты состава этих группировок.

Мелководная группировка ОМ формировалась в пределах внутреннего шельфа безыменского бассейна. Она отличается тремя чертами: 1) значительной бедностью систематического состава, 2) присутствием лишь таких транзитных

протерозойских таксонов, как *Leiosphaeridia*, *Muxococcoides*, *Eomycetopsis* и *Leiotrichoides*, 3) наличием только наиболее мелких представителей всех морфотипов (рис. 3). Сочетание акритарх, среди которых доминируют сильно корродированные и механически поврежденные неполные оболочки, очень небольших фрагментов колоний коккоидных форм и обрывков чехлов дает основание полагать, что в рассматриваемой группировке преобладают аллохтонные элементы докембрийской биоты.

Переходная группировка ОМ, приуроченная к относительно более глубоководным участкам внутреннего шельфа, как бы связывает между собой наиболее бедную и аспецифичную мелководную с наиболее богатой и представительной “оптимальной”. В биотах, представляющих переходную группировку, наблюдается существенное увеличение относительной роли акритарх (представленных почти исключительно *Leiosphaeridia*) и нескольких разновидностей колониальных коккоидных форм (главным образом *Muxococcoides*), что сопровождается заметным ростом их предельных размеров.

“Оптимальная” группировка обнаружена в осадках проксимальной полого погружавшейся части внешнего шельфа безыменского бассейна. Присутствующие здесь биоты микрофоссилий отличаются максимальным для всех рассматриваемых выборок систематическим разнообразием, присутствием среди всех морфологических разновидностей ОМ очень крупных экземпляров (рис. 2 и таблица) и наличием ряда показательных таксонов, свойственных только этой группировке. К таковым в нашем материале относятся акритархи *Chuaria*, *Simia* и предположительно акантоморфные формы, протяженные слоевища коккоидных *Ostiana*, нитчатые гладкостенные *Asperatofilum*, *Taenitrichoides*, морщинисто-ребристые *Rectia*, многорядные *Polytrichoides*, своеобразные трихомы *Oscillatoriopis*. Наличие двух последних таксонов только в восьмой биоте исчерпывает различие характеристик двух местонахождений, представляющих рассмотренную группировку.

Глубоководная группировка ОМ встречена в отложениях дистальной части внешнего шельфа. Для нее особенно характерны средние по размерам *Leiosphaeridia* и *Chuaria*, темные бесструктурные слоевища, в том числе с продольной скульптурой и образования предположительно грибной природы (оболочки с выростами разной длины). Здесь же присутствуют фрагменты чехлов *Rectia*, широко развитые в оптимальной зоне, а в глубоководных обстановках, видимо, представляющие собой аллохтонные элементы.

Таким образом, на материале по свитам безыменской и линок видно, что при продвижении от наиболее мелководных и приближенных к береговой линии зон бассейна с силикокластической седиментацией к более глубоководным его частям



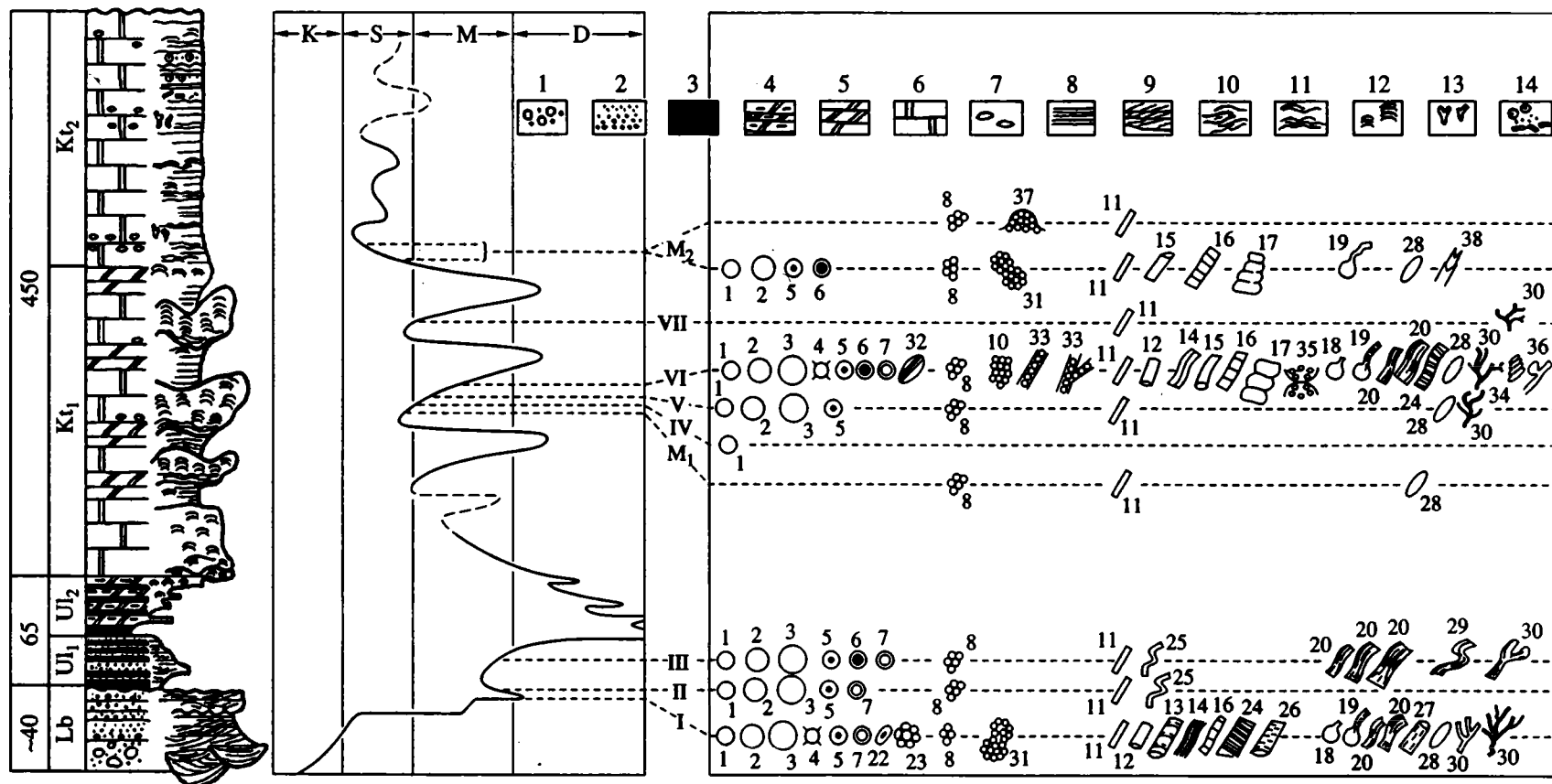


Рис. 3. Распределение микрофоссилий в рифейских отложениях Анабарского массива и изменение условий осадконакопления в течение времени формирования свит: лабзатахской (Lb), устьильинской (U1) и котуйканской (Kt).

К – континентальные обстановки осадконакопления. Морские обстановки: S – мелководные, M – среднеглубинные, D – глубоководные.

Литофациальный состав отложений: 1 – гравелиты и песчаники, 2 – крупно-мелкозернистые песчаники, 3 – аргиллиты, 4 – доломитовый мергель, 5 – глинистые доломиты, 6 – доломиты; 7 – конкреции кремней; 8 – тонкая горизонтальная слоистость; 9 – косая слоистость; 10 – косо-волнистый тип слоистости; 11 – пластовые и столбчато-пластовые строматолиты; 12 – столбчатые строматолиты; 13 – микростроматолиты (тип *Asperia*); 14 – карбонатные обломочные породы (оолиты, доломитовые песчаники, плоскогалечные брекчии).

Морфотипы органостенных и окремненных микрофоссилий: 1 – *Leiosphaeridia* (диаметр оболочки до 100 мкм), 2 – *Leiosphaeridia* и *Chuarua* (диаметр оболочки до 500 мкм), 3 – *Chuarua* (диаметр оболочки 700 - 1000 мкм и более), 4 – предположительно акантоморфные акритархи, 5 – *Nucellosphaeridium*, 6 – *Pterospertopsimorpha*, 7 – *Simia*, 8 – *Mucosocoides* и другие колоннальные коккоидные формы относительно простого строения, 9 – плеврокапсовидные агрегаты коккоидных клеток, 10 – *Ostiana*, 11 – *Eomycetopsis* и/или *Leiotrichoides*, 12 – *Asperatofilum* и/или *Taenitrichoides*, 13 – *Rectia*, 14 – *Polytrichoides*, 15 – *Siphonophycus*, 16 – *Oscillatoriopsis* (*Cephalophytation*, *Palaeolungva*) и другие трихомы относительно простого строения, 17 – крупные трихомоподобные образования, 18 – репродуктивные структуры водорослей и/или грибов, 19 – грибоподобные (гифомикробные) остатки, 20 – неветвящиеся лентовидные слоевища, 21 – *Polybessurus*, 22 – *Konderia*, 23 – *Sarka*, 24 – *Botuobia* – подобные трихомы, 25 – *Heliconema*, 26 – *Plicatidium*, 27 – *Eomicrococcus*, 28 – *Eosynechococcus*, 29 – спирально-изогнутые слоевища, 30 – ветвящиеся слоевища (в том числе близкие к *Ulophyton*, *Archaeoclada* и др.), 31 – *Coniunctophycus* и/или *Eomicrocystis*, 32 – *Cucumiforma*, 33 – цепочечные агрегаты коккоидных клеток в цилиндрическом чехле (в том числе ветвящиеся), 34 – *Elatera*, 35 – *Eosolena*, 36 – *Vanavarataenia*, 37 – *Eoentophysalis*, 38 – *Circumvagnalis*.

I – VII – уровни нахождения органостенных микрофоссилий; M<sub>1</sub>, M<sub>2</sub> – уровни нахождения минерализованных микрофоссилий.

происходит быстрое и резкое изменение систематического состава, предельных размеров и экологической компоновки биот ОМ. На смену очень бедным и невыразительным аллохтонным группировкам, заключенным в мелководных силикокластических толщах, через относительно узкую переходную зону приходят наиболее богатые и разнообразные, главным образом бентосные "оптимальные" группировки ОМ средних глубин. Дальнейшее продвижение в глубь бассейна вновь приводит к уменьшению разнообразия биот, однако здесь это сопровождается появлением ряда высокоспецифических бентосных образований.

Из сказанного следует, что важной чертой четырех рассматриваемых группировок туруханских ОМ является соотношение в составе каждой из этих группировок ее планктонного и бентосного сообществ (характеризуя то и другое сообщество следует отделять количественный и таксономический аспекты). При всех объективных трудностях выделения среди ОМ планктонных и бентосных сообществ, мы вместе с некоторыми исследователями (Vidal, Knoll, 1983; Бурзин, 1993; Vidal, Nystuen, 1990; и др.) считаем, что такое разделение возможно по крайней мере для некоторых показательных морфотипов (акритарх, дерновин коккоидных и нитчатых форм, таллов метафит и др.). Основой для разделения служат актуалистические данные, здравый смысл и опыт, накопленный при интерпретации экологических особенностей окремненных форм.

С этих позиций можно считать, что рассмотренные группировки ОМ обладают резко различной экологической компоновкой. Мелководная и переходная группировки, судя по составу свойственных им морфотипов – акритарх, редких колониальных коккоидных и нитчатых форм – характеризовались полным или почти полным господством аллохтонных (?планктонных) элементов биоты. Две другие группировки – "оптимальная" и глубоководная – обладали более сложной экологической структурой. Все члены первой из них, за исключением акритарх и некоторой части фрагментированных коккоидных и нитчатых форм, принадлежали к бентосному сообществу. Представители последнего явно доминировали в рассматриваемой группировке по числу таксонов (более 70% родов и 60% видов), что по количеству экземпляров составило 50% общего количества встреченных здесь ОМ. Что же касается глубоководной группировки, то количественной его доминантой были планктонные акритархи, но по систематическому составу ей противостояло более разнообразное сообщество бентосных нитчатых и сложно построенных ОМ.

Мелководную группировку окремненных микрофоссилий, как уже говорилось, представляют две биоты сухотунгусинских форм. Они сформировались в мелководных обстановках карбонатных платформ (включая приливно-отливную

равнину). Обе эти биоты характеризуются существенным преобладанием аллохтонных микроостатков и почти полным отсутствием выраженных бентосных сообществ коккоидных и/или нитчатых форм (это обстоятельство является веским аргументом в пользу предположений о доминировании в сухотунгусинское время субаквальных обстановок). Вместе с тем, названные биоты заключают и ряд таксонов с безусловно доказанной экологической позицией – в первую очередь к ним принадлежат бентосные стебельковые цианобактерии и планктонные акритархи.

#### *Анабарский массив*

Последовательность рассматриваемых здесь отложений лабазтахской, устьильинской и котуйканской свит отвечает крупному трансгрессивному циклу развития, который по своему строению сопоставим с безыменско-сухотунгусинским (рис. 1). Верхняя часть лабазтахской свиты, видимой мощностью 40 м, которая начинает упомянутый трансгрессивный ритм, разделяется на две пачки. Нижняя из них (10 м) сложена в различной степени сортированными, разнотернистыми олигомиктовыми песчаниками с крупной косою слоистостью и более редкими скоплениями гравелита. В породах этой пачки наблюдаются системы широких (до 1 м в поперечнике) каналов (трогов), заполненных крупнотернистым песчаным материалом. К основанию этих трогов приурочены скопления гравия и хорошо окатанных галек. По своим текстурным особенностям породы этой пачки более всего отвечают аллювию крупных равнинных рек и именно так обычно рассматриваются в литературе (Злобин, Голованов, 1970; и др.).

Верхняя пачка лабазтахской свиты (30 м) сложена преимущественно мелко- и среднетернистыми песчаниками и более редкими мелкозернистыми гравелитами. Количество последних в верх по разрезу быстро уменьшается, что сопровождается появлением отдельных пакетов песчаников, обладающих регулярными плоскопараллельными однонаправленными косыми сериями. Амплитуда последних заметно меньше, чем у подобных образований в нижней пачке. Перечисленные текстурные признаки свидетельствуют об образовании верхней пачки на аллювиальной прибрежно-морской равнине.

Разрез верхней пачки завершает пакет крупноплитчатых, средне- и крупнотернистых песчаников (мощностью 3 м), которые содержат глауконит. Названные песчаники обладают горизонтально-волнистой и косоволнистой слоистостью. Значительные амплитуды (до 20 см) осцилляций косоволнистых серий в этих песчаниках указывают на интенсивную волновую активность в зоне их формирования. Это обстоятельство, а также присутствие глауконита в песчаниках рассматриваемого

Размеры различных морфотипов ОМ в отложениях рифея Туруханского поднятия (свиты безыменная и линок) и Анабарского массива (свиты устьильинская и котуйканская)

| Свита             | Подсвита     | Уровень на-<br>хождения ОМ                  | Морфологические типы органостенных микрофоссилий |   |                |                          |   |                   |            |
|-------------------|--------------|---|--|---|----------------|--------------------------|---|-------------------|------------|
|                   |              |   | Акритархи  | Колониальные<br>коккоидные МФ             | Нитчатые формы |                          |   | Слоевища          |            |
|                   |              |   |  |   | Чехлы          | Трихомы                  | Трихомоподобные<br>образования                  | Неветвя-<br>щиеся | Ветвящиеся |
| Линок             | верхняя      |   | Туруханское поднятие                             |   |                |                          |   |                   |            |
|                   | средняя      | X<br>30 - 350<br>(120 - 150)                | 8 - 12   | 8 - 40                                    | 6 - 10         |                          | 20 - 35   |                   |            |
| Безыменная        | верхняя      | IX<br>30 - 570<br>(120 - 150,<br>350 - 400) | 8 - 12   | 8 - 30                                    | 6 - 10         | 80 - 90                  | 20 - 40   |                   |            |
|                   |              | VIII<br>10 - 750<br>(150 - 500)             | 16 - 24  | 4 - 70<br>(4 - 30)                        | 10 - 48        |                          |   |                   |            |
|                   | средняя      | VII<br>20 - 50                              | 10 - 12  | 2 - 12                                    |                |                          |   |                   |            |
|                   |              | VI<br>10 - 250<br>(30 - 50)                 | 10 - 25  | 6 - 12                                    |                |                          |   |                   |            |
|                   |              | V<br>20 - 500<br>(100 - 150)                | 8 - 30   | 6 - 12                                    |                |                          |   |                   |            |
|                   |              | IV<br>10 - 1000<br>(250 - 500)              | 8 - 50<br>(10 - 30)                              | 4 - 70<br>(4 - 20)                        |                |                          |   |                   |            |
|                   |              | III<br>10 - 550<br>(250 - 450)              | 12 - 30  | 4 - 12                                    |                |                          |   |                   |            |
|                   |              | II<br>10 - 95<br>(10 - 40)                  | 18 - 20  | 4 - 8                                     |                |                          |   |                   |            |
| нижняя            | I<br>8 - 350 | 10 - 12                                     | 4 - 12   |   |                | 64 - 90                  |   |                   |            |
| Анабарский массив |              |   |  |   |                |                          |   |                   |            |
| Котуйканская      | нижняя       | VII   |  | 2 - 20                                    |                |                          | 10 - 20   | 10 - 20           |            |
|                   |              | VI<br>10 - 1400<br>(150, 300,<br>500 - 700) | 10 - 40<br>(20 - 25,<br>30 - 40)                 | 2 - 100<br>(2 - 4,<br>8 - 14,<br>20 - 40) | 80 - 30        | 120 - 260<br>(120 - 160) | 16 - 160<br>(20 - 30,<br>40 - 60,<br>100 - 140) | 10 - 40           |            |
|                   |              | V<br>18 - 640<br>(100 - 300)                | 16 - 18  | 4 - 10                                    |                |                          | 10 - 40<br>(10 - 20,<br>30 - 40)                | 10 - 20           |            |
|                   |              | IV<br>40 - 50                               |  |   |                |                          |   |                   |            |
| Устьильинская     | нижняя       | III<br>30 - 1500<br>(70 - 500)              | 16 - 18  | 2 - 14                                    |                |                          | 10 - 160<br>(10 - 12,<br>16 - 18)               | 10 - 20           |            |
|                   |              | II<br>10 - 1500<br>(150 - 300)              | 16 - 18  | 2 - 14                                    |                |                          | 20 - 90 (80)                                    |                   |            |
|                   |              | I<br>12 - 750<br>(150 - 300)                | 14 - 20  | 2 - 140<br>(8 - 14,<br>60 - 70)           | 4 - 30         |                          | 10 - 60<br>(10 - 12,<br>30, 50)                 | 40 - 100          |            |

Примечание. Все размеры даны в микронах. В скобках приведены размеры количественно преобладающих форм. У колониальных коккоидных форм указан диаметр отдельных клеток. У слоевищ и нитчатых форм (чехлов и трихомов) указана их ширина.



пакета позволяет предполагать появление открыто-морских обстановок осадконакопления.

Вышележащая устьильинская свита, мощностью 60 - 70 м, залегает с резкой границей в основании на лабазтахских косо- и волнистослоистых песчаниках. По составу устьильинская свита занимает переходное положение в последовательности анабарских толщ между терригенной мукунской и существенно карбонатной билляхской сериями (рис. 1). В составе свиты выделяются две подсвиты. Нижнюю подсвиту (мощностью 30 - 35 м) составляет частое переслаивание темно-серых аргиллитов, алевролитов и более светлых мелкозернистых песчаников. Для алевролитов и аргиллитов характерна ровная и тонкая горизонтальная слоистость. Песчаники образуют выдержанные по мощности пласты, толщиной от 1 - 5 см до 2 м, и обладают горизонтальной слоистостью (иногда градиционного типа), вероятнее всего связанной с выпадением песчаного материала из суспензионных потоков. В верхних частях таких пластов наблюдаются внутренние локальные размывы и разнообразные типы косой слоистости - результат деятельности однонаправленных донных течений. Указанные текстурные признаки в наибольшей степени характерны для дистальных темпеститов удаленных частей шельфа (Aigner, 1985), а наблюдаемое постепенное уменьшение мощности песчаных слоев в верх по разрезу подсвиты вероятно, отражает смещение основной зоны накопления осадков в более дистальные и, видимо, более глубоководные части шельфа. В целом подсвиту можно рассматривать как отложения, сформированные ниже базиса действия штормовых волн.

Верхняя подсвита устьильинской свиты (мощностью 30 м) сложена темно-серыми и темно-зелеными аргиллитами, а в верхней части, кроме того, глинистыми доломитами и мергелями, количество которых увеличивается вверх по разрезу. В своем основании она заключает трехметровый пакет характерных темно-зеленых аргиллитов с тонкой горизонтальной слоистостью и почти лишенных примеси алевроитового материала. В верхней части подсвиты, параллельно с увеличением количества карбонатного материала, появляются ряд текстур, которые свидетельствуют об увеличении гидродинамической активности среды. Здесь же среди доломитов все более заметную роль начинают играть постройки строматолитов. Среди последних выделяются столбчатые *Kussiella kussiensis* Kryl. и пластовые *Stratifera* (Комар, 1966). Последние приурочены к наиболее глинистым породам, а столбчатые постройки слагают небольшие биогермы и биостромы, которые тесно ассоциируют с обломочными разностями карбонатов. В самой верхней части устьильинской свиты количество и мощность аргиллитовых прослоев резко сокращаются, они уже не образу-

ют непрерывных слоев, а лишь выполняют углубления между биогермами.

Описанная толща верхнеустьильинских пород соответствует этапу обмеления бассейна. В целом же вся свита отвечает двум сопряженным симметричным последовательностям углубления и обмеления (рис. 3); максимальных глубин этот бассейн достигал во время формирования пакета зеленых аргиллитов, залегающих в основании верхней подсвиты.

Котуйканская свита, мощностью около 500 м, залегает с постепенным переходом на устьильинской и с размывом перекрывается юсмастахской (рис. 1). Она подразделяется на две подсвиты (рис. 3). Нижняя подсвита состоит из двух пачек. Нижняя из них (40 м) - это светло-серые строматолитовые, а в верхней части, кроме того, глинистые доломиты и подчиненные аргиллиты. Строматолиты образуют выдержанные по простиранию биостромы, сложенные столбчатыми ветвящимися, неветвящимися и более редкими желваковыми и пластовыми постройками (Комар, 1966; Голованов, 1970; Крылов, 1975).

Верхняя пачка (около 250 м) представляет собой сложно построенный биогермный комплекс (Серебряков, 1975), в составе которого доминируют крупные биогермы строматолитов мощностью до 20 - 30 м и протяженностью в несколько сотен метров. В последовательности этой пачки биогермы тяготеют к отдельным интервалам разреза, разделяются межбиогермными глинисто-карбонатными отложениями и вместе с последними перекрываются пакетами горизонтальнослоистых глинистых доломитов, пласты которых хорошо выдержаны по латерали. Подстилают биогермы изменчивые по мощности пакеты светло-серых доломитов с нечеткими пластовыми строматолитами, текстурами типа и конкрециями раннедиагнетических кремней.

В пределах биогермов наблюдается общая для всех изученных тел вертикальная смена морфологии строматолитов от пластовых и более редких столбчато-пластовых и желваковых в основании, к столбчатым ветвящимся *Kussiella* в средней, главной по объему части биогермов и вновь к пластовым у кровли. Иногда между куссиеллами и пластовыми постройками появляются столбчатые неветвящиеся строматолиты с коническими наслоениями, описанные как *Conophyton cylindricus* Masl. (Голованов, 1970). В межстолбиковых пространствах куссиелл обычно наблюдается чередование механогенных тонкообломочных карбонатных фракций и плоскообломочных брекчий, которое сохраняется по крайней мере на несколько метров по простиранию. Между столбиками конофитонов брекчии исчезают. Строматолитовые доломиты в пределах биогермов слагают хорошо выдержанные пласты в 10 - 40 см толщиной, которые разделяются эрозионными поверхностями,

соответствующими перерывам в росте биогермного купола.

Межбиогермные глинисто-карбонатные фации обнаруживают определенные различия в разных своих горизонтах. На уровнях, синхронных нижним частям биогермов, в аргиллитах на поверхностях напластования наблюдались трещины, которые образовались, видимо, при субаэральном усыхании осадка. На уровнях, соответствующих средним и верхним горизонтам биогермов, в межбиогермном пространстве существенную роль приобретают шлейфы крупнообломочных карбонатных пород, а выше – мелкозернистые доломитовые песчаники и алевролиты с косоволнистой, иногда хаммоковой слоистостью. В верх по разрезу доля обломочных карбонатов постепенно падает, а роль тонкозернистых карбонатных и глинисто-карбонатных разностей растет. Выше залегают упоминавшиеся пакеты темных глинистых доломитов. Последние обладают тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой прерывистыми пленками углистого вещества. Судя по соотношению фаций, прижизненная высота биогермов была от нескольких метров до 10 - 15 м.

Верхняя подсвета котуйканской свиты мощностью около 200 м представляет собой толщу светло-серых доломитов, содержащих на ряде уровней раннедиагенетические конкреции кремней, богато охарактеризованные минерализованными микроостатками (Головенко, Белова, 1981, 1984; Якшин, 1991; Сергеев, 1993). В составе подсветы доминируют строматолитовые доломиты, горизонтальнослоистые, иногда массивные микритовые, а также обломочные доломиты, которым в верхней части резко подчинены прослойки мелко- и среднезернистых доломитовых песчаников. Среди строматолитов преобладают пластовые постройки с очень низким рельефом наслоений, реже встречаются микростроматолиты (*Microstylus*, *Asperia*).

Перейдем к анализу условий формирования котуйканских отложений. Нижняя пачка свиты вместе с верхнеустыльинской подсветой отражает единую последовательность изменения условий и типа седиментации от глинистой глубоководной к мелководной карбонатной строматолитовой и может рассматриваться как крупный цикл обмеления бассейна. В разрезе верхней пачки выделяются, по крайней мере, два относительно крупных трансгрессивно-регрессивных цикла. Трансгрессивная их часть представлена в разрезе достаточно полно, а регрессивная сильно редуцирована.

Цикл начинается с роста биогермных куполов, сложенных пластовыми строматолитами. В это время поверхность растущих куполов в наибольшей мере испытывала влияние высокочастотных колебаний уровня моря вплоть до моментов осушения, которые оставили после себя трещины

субаэрального усыхания в нижних горизонтах межбиогермных осадков. При затоплении биогермы возобновляли свой рост, а в межбиогермных впадинах накапливались карбонатно-глинистые осадки.

По мере развития трансгрессии и установления полного господства субаквальных условий прерывистость роста биогермных куполов контролировалась главным образом изменением гидродинамики, которая, в свою очередь, также определялась высокочастотными осцилляциями уровня моря. Высокочастотные условия среды распространялись в область межбиогермных впадин, в которых в это время периодически шло образование обломочных шлейфов, а в более мелкозернистых осадках – осцилляционных текстур, в том числе и хаммоковой слоистости.

Дальнейшее развитие трансгрессии, увеличение глубин и уменьшение общего энергетического фона бассейна привело к тому, что карбонатно-глинистые осадки все более нивелировали его биогермный рельеф. Глинистый материал в этих условиях сильно разбавлялся карбонатным илом. В это время на первый план в распределении осадков выходили отголоски отдельных высокочастотных событий. Моментам наиболее высокого стояния уровня моря отвечают глинисто-карбонатные илы, перекрывающие биогермы (рис. 4). Глубины нижнекотуйканского бассейна в среднюю фазу развития трансгрессии составляли не менее 10 - 15 м, о чем свидетельствует наблюдаемый прижизненный рельеф биогермов, а в периоды высокого положения уровня, видимо, достигали нескольких десятков метров. Что же касается наиболее высоких горизонтов глинисто-карбонатных пакетов, перекрывающих биогермный уровень, и пакетов доломитов, подстилающих последний, то они, судя по их положению в последовательности и присущим им текстурам, отвечают регрессивной части рассматриваемого цикла. Среди всех нижнекотуйканских отложений эти осадки формировались в наиболее мелководных обстановках.

Отложения верхнекотуйканской свиты накапливались в целом в гораздо более мелководных условиях по сравнению с нижнекотуйканскими. В составе верхней подсветы доминируют отложения приливно-отливной равнины. Среди последних особенно широко развиты осадки сверхмелководных обстановок и эфемерных бассейнов, на фоне которых в верхних горизонтах подсветы появляются относительно более глубоководные образования – крупнообломочные разности доломитов и доломитовые песчаники (рис. 3).

Переходя к анализу систематического состава и палеоэкологической приуроченности анабарских микрофоссилий заметим, что картина их пространственного распределения в общих чертах повторяет описанную в Туруханском поднятии. Богатые местонахождения здесь, как и в дру-

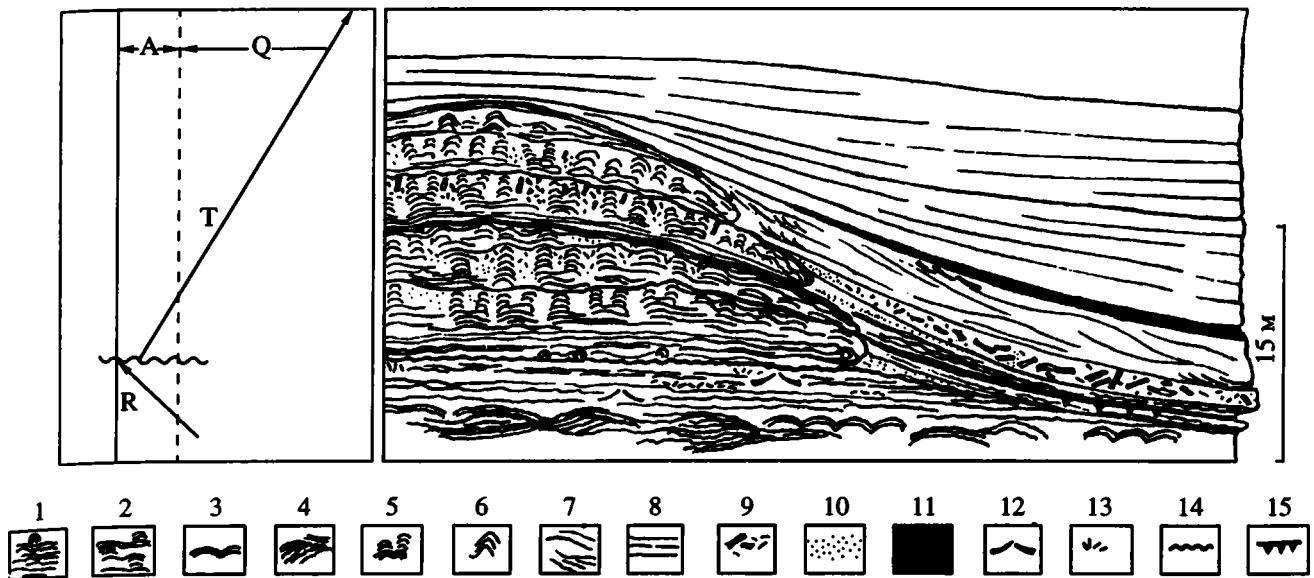


Рис. 4. Строение и последовательность биогермных и межбиогермных фаций в трансгрессивно-регрессивном цикле нижнекотуйканской подсвиты (см. также рис. 3).

Лито-фациальная характеристика отложений. 1 - 6 – строматолиты: 1 – пластовые и желваковые, 2 – столбчато-пластовые (тип *Omachtenia*), 3 – связанные купола, часто вытянутые в одном направлении, 4 – крупные пологие купола со следами срезания, 5 – столбчатые ветвящиеся (*Kussiella*), 6 – столбчатые неветвящиеся (тип *Coprophyton*). 7 - 13 – механические отложения: 7 – доломиты с бугорчатой, косо-волнистой и косой слоистостью, 8 – глинистые доломиты с горизонтальной слоистостью, 9 – хаотически ориентированные плоскогалечные конглобрекции, 10 – мелкообломочные доломитовые песчаники, 11 – прослой аргиллитов, 12 – текстуры типа, 13 – вертикально ориентированные плоскогалечные конглобрекции; 14 – поверхности размыва; 15 – трещины усыхания.

T – трансгрессивная часть цикла; R – регрессивная часть цикла; A – условия с периодической субаэральной экспозицией осадков; Q – субаэральные условия.

гих разрезах, обнаружены лишь на нескольких дискретных уровнях, к которым приурочено около 90% всех встреченных форм. Вне этих уровней изученные пробы заключают либо резко обедненные биоты, лишенные каких-либо характерных морфотипов, либо множество пленок разложенного органического вещества, в котором определяемые микроостатки вообще отсутствуют.

Общая характеристика котуйканских и устьильинских ОМ, опубликованная нами (Вейс, Воробьева, 1992), в настоящее время заметно расширена за счет ряда новых таксонов, обнаруженных в ранее известных местонахождениях и в открытом новом местонахождении в 130 м от основания котуйканской свиты по левому берегу р. Котуйкан вблизи устья ручья Улахан-Томулах (фото-таблицы II; III).

В устьильинской свите все встреченные ОМ приурочены к нижней подсвите. Они происходят из ряда точек, расположенных на р. Котуйкан в 2.5 км выше устья р. Ильи и в приустьевой части последней. Главная масса ОМ обнаружена здесь на трех стратиграфических уровнях в 2 - 4.5, 7 - 8 и в 21 - 23 м от основания свиты. Эта ассоциация ОМ включает все главные морфотипы докембрийских микроостатков, которые представляют более 20 родов и 30 видов ископаемых форм, описанных в литературе. Кроме того, в состав ассоциации вхо-

дит целый ряд микроостатков, которые не могут быть соотнесены с принятыми ныне таксонами – их место в системе ОМ требует специального монографического исследования. В целом, в рассматриваемой ассоциации количественно доминируют акритархи (около 50% встреченных форм) и сложно построенные микроостатки (30%), включая слоевища, в том числе ветвящиеся. Подчиненную роль по количеству находок играют нитчатые образования (не более 15%) и колониальные коккоидные микроостатки (не более 5%). Присутствующие здесь формы отличаются высокой концентрацией в пробах, хорошей сохранностью, общей сложностью строения и крупными размерами большинства морфотипов. В группе акритарх преобладают оболочки *Leiosphaeridia* и *Chuarina*. Более половины тех и других имеют размеры, превышающие соответственно 200 и 500 мкм, а отдельные чуариаморфы достигают размеров в 1500 мкм. Кроме того, среди устьильинских акритарх часто встречаются оболочки с внутренними телами *Konderia*, *Nucellosphaeridium* и *Pterospermopsimorpha*, в том числе необычно большие (до 460 - 480 мкм в диаметре). Совместно с ними присутствуют окаймленные *Simia* (до 260 - 280 мкм), более мелкие таблитчатые *Sarka* (50 мкм) и предположительно акантоморфные оболочки, в том числе отороченные мембраной (до 300 - 320 мкм).

Слоевница, встреченные в устьильинской свите, имеют широкий размерный диапазон – от 10 до 160 мкм. Среди них встречено четыре главных морфологических разновидности: 1) наиболее простые лентовидные формы, имеющие своих представителей во всем размерном диапазоне (преобладают слоевища шириной 10 - 12, 16 - 18, 30, 50 и 80 мкм); 2) ветвящиеся слоевища, среди которых выделяются кустиковидные, близкие к *Ulophyton* (высота кустиков до 1500 мкм, ширина ветвей у основания – до 100 мкм) и более сложные по строению остатки с телами – вздутиями (или без них) на окончаниях ветвей (размерные пики

10 - 12, 16 - 18, 40 и 50 мкм – наиболее крупные из них ранее были отнесены к *Archaeoclada*); 3) плоско-спиральные образования с темной продольной внутренней зоной шириной 40 мкм; 4) тонкие пленчатые образования с грубой поперечной ребристостью, которая при наложении образует характерный ромбический рисунок (ширина фрагментов до 120 - 140 мкм). К группе ОМ сложного строения следует, вероятно, отнести оболочки с выростами, близкие к *Germinosphaera*, *Caudosphaera* и/или *Vendomyces* (диаметр сферического тела 30 - 110 мкм) и крупные членистые остатки, близкие к *Eosolena*.

Подписи к фототаблицам II, III.

**Таблица II.** Микрофоссилии устьильинской и котуйканской свит верхнего докембрия западного склона Анабарского массива.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

1 - 3, 5 - 7, 13, 15, 17, 18, 20 - 23, 26 – устьильинская свита, нижняя подсвита. 3, 5 - 7, 13, 15, 17, 18, 20, 26 – первый уровень нахождения ОМ (местонахождение на правом берегу р. Котуйкан, в 2.5 км выше устья р. Илья); 1, 2, 23 – второй уровень нахождения ОМ, то же местонахождение; 21, 22 – третий уровень нахождения ОМ (левый берег р. Илья, вблизи устья последней).

4, 8 - 12, 14, 16, 19, 24, 25, 27 – котуйканская свита, нижняя подсвита, новое местонахождение ОМ; левый берег реки Котуйкан напротив устья руч. Улахан-Тонгулах.

Все изображенные экземпляры принадлежат “оптимальной” фациально-экологической группировке анабарских ОМ. Размер масштабной линейки: фиг. 1, 2, 14, 21 - 23 – 350 мкм; фиг. 3, 10 – 800 мкм; фиг. 4, 8, 9, 11, 12, 26 – 400 мкм; фиг. 5 – 500 мкм; фиг. 6, 13 – 220 мкм; фиг. 7 – 80 мкм; фиг. 15 – 530 мкм; фиг. 16 - 19, 25, 27 – 120 мкм; фиг. 20 – 1000 мкм; фиг. 24 – 280 мкм.

1, 2, 5 – *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.); 1 – экз. № 191/1550, 2 – экз. № 191/1551, 5 – экз. № 191/1510. 3, 4 – *Chuarina circularis* Walcott emend. Vidal et Ford; 3 – экз. № 191/62, 4 – экз. № 591/952. 6, 9 – *Mухосoccoides grandis* Horod. et Donald.; 6 – экз. № 191/653, 9 – экз. № 591/954. 7 – *Mухосoccoides reticulata* Schopf; экз. № 191/612. 8 – *Mухосoccoides inornata* Schopf; экз. № 591/914. 10 – фрагмент широкого слоевища с поперечной структурой; экз. № 591/955. 11 – *Ostiana microcystis* Herm.; экз. № 591/956. 12 – фрагмент дерновины, состоящий из чехлов *Leiotrichoides typicus* Herm.; экз. № 591/957. 13 – ценобиальный агрегат мелких оболочек *Leiosphaeridia*; экз. № 191/618. 14, 20 – фрагменты сложно ветвящихся слоевищ *Ulophyton rhipheicum* Tim. et Herm.; 14 – экз. № 591/958, 20 – 191/362. 15 – кольцевидный остаток с выростом; экз. № 191/359. 16 – цепочечный агрегат субсферических клеток в цилиндрическом чехле; экз. № 591/960. 17 – *Oscillatoropsis media* Mendelson et Schopf; экз. № 191/610. 18 – крупная тонкостенная трубчатая форма с ясно выраженной поперечной исчерченностью, которая при наложении образует характерный ромбический рисунок; экз. № 191/690. 19 – фрагмент нитчатого чехла с четкой поперечной структурой, отражающей клеточное строение трихома (последний отсутствует); экз. № 590/861. 21 – фрагмент широкого раздваивающегося и утончающегося к окончаниям слоевища; экз. № 491/462. 22, 23 – субспиральные нитчатые образования; 22 – остаток состоит из многих переплетенных нитей, экз. № 491/464; 23 – остаток состоит из двух нитей, экз. № 191/1565. 24 – широкий чехол с поперечной структурой и остатком коллапсировавшего трихома (? *Palaeolyngbya sphaerocephala* Herm. et Pylina); экз. № 591/966. 25, 27 – *Polytrichoides lineatus* Herm.; 25 – экз. № 591/667, 27 – экз. № 591/368. 26 – *Asperatofilum experatus* (Herm.); экз. № 191/668.

**Таблица III.** Микрофоссилии котуйканской свиты верхнего докембрия Анабарского массива.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

1 - 13, 15 - 23 – котуйканская свита, нижняя подсвита, новое местонахождение ОМ; левый берег р. Котуйкан напротив устья руч. Улахан-Тонгулах. 14 – котуйканская свита, нижняя подсвита, новая точка с единичными находками ОМ; левый берег р. Котуйкан в 6 км ниже устья руч. Улахан-Тонгулах.

Все экземпляры, кроме изображенного на фиг. 14, принадлежат “оптимальной” фациально-экологической группировке анабарских ОМ; 14 – ? переходная фациально-экологическая группировка анабарских ОМ. Размер масштабной линейки: фиг. 1, 6, 8, 16, 17, 20, 22 – 400 мкм; фиг. 2, 5, 10, 11, 13, 15 – 330 мкм; фиг. 3, 4, 7, 12, 18, 19 – 300 мкм; фиг. 9 – 120 мкм; фиг. 14, 23 – 100 мкм; фиг. 21 – 1000 мкм.

1 - 3, 8, 10, 11, 13 – особенно крупные трихомоподобные остатки, неясной систематической принадлежности; 1 – экз. № 591/970; 2 – экз. № 591/972, 3 – экз. № 591/971, 8 – экз. № 591/977, 10 – экз. № 591/979, 11 – экз. № 591/980, 13 – экз. № 591/982. 4 – широкий нитчатый чехол с отчетливой поперечной структурой; экз. № 591/973; 5, 22 – крупные разветвленные слоевища; 5 – экз. № 591/974, 22 – экз. № 591/991. 6 – крупная удлиненно-эллипсоидная форма, утончающаяся к окончаниям и имеющая отчетливую продольную структуру; экз. № 591/975. 7, 12 – *Elatera binata* Herm.; фрагменты широких трубчатых пружинисто-сжатых остатков организмов; 7 – экз. № 591/676, 12 – экз. № 591/981. 9 – широкая удлиненная (? лентовидная) форма с отчетливой продольной структурой; экз. № 591/977. 14 – крупный остаток, состоящий из двух кольцевидных элементов; экз. № 891/383. 15 – *PterospERMOPsimorpha pileiformis* Tim. emend. Mikh.; экз. № 591/984. 16 – *Palaeolyngbya sphaerocephala* Herm. et Pylina; экз. № 591/985. 17 – *Asperatofilum experatus* (Herm.); фрагмент петлеобразно изогнутого нитчатого остатка; экз. № 591/986. 18, 19 – фрагменты удлиненных нитчатых остатков, утончающихся к окончаниям (19 – со специфическим расширением – клеткой на окончании); 18 – экз. № 591/978, 19 – экз. № 591/988. 20 – удлиненная нитчатая форма, не утончающаяся к закругленным, замкнутым окончаниям и узкой продольной темной зоной в центральной части остатка; экз. № 591/989. 21 – проросшая репродуктивная структура водорослей или грибов; экз. № 591/790. 23 – разветвляющийся цилиндрический чехол, заключающий многорядный цепочечный агрегат коккоидных клеток; экз. № 591/918.

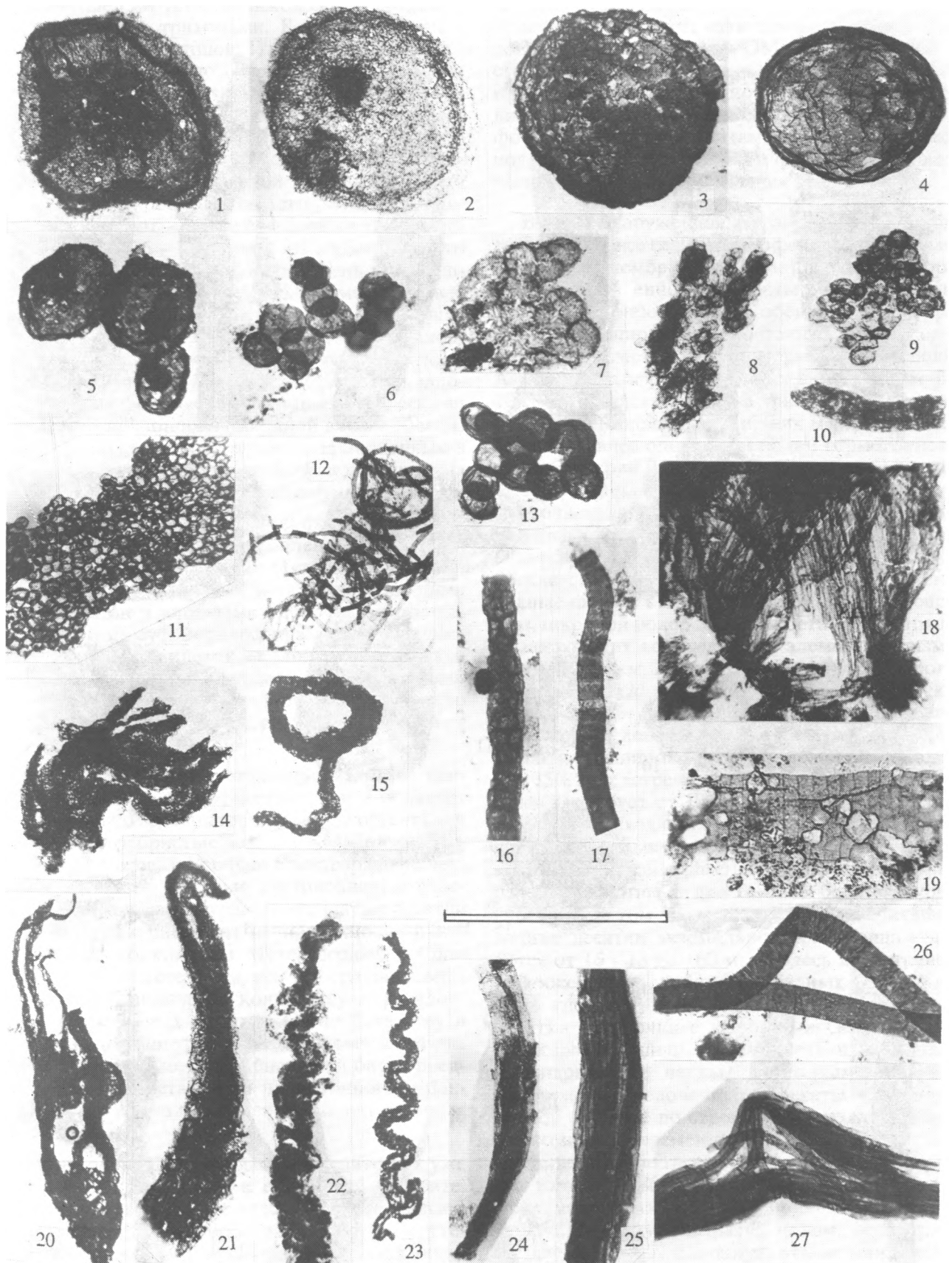
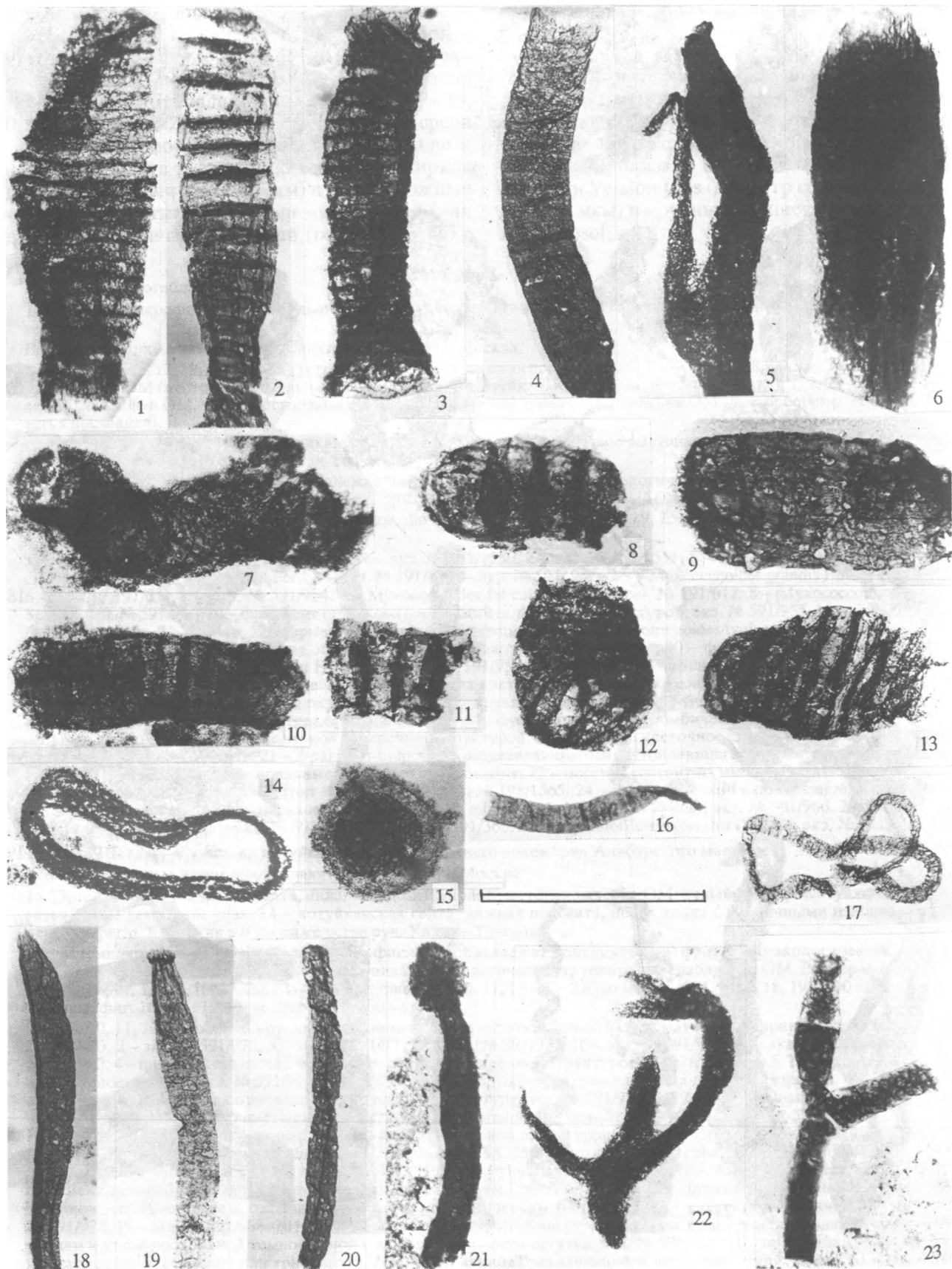


Таблица II.





Нитчатые ОМ устьильинской свиты представлены чехлами и трихомами. К первым принадлежат остатки пяти типов: 1) гладкостенные формы шириной от 2 - 4 до 140 мкм, которые можно отнести к *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides*, *Asperatofilum* и *Taenitrichoides*; 2) плоскостепральные *Heliconema* (шириной 10 - 12 и 18 - 20 мкм); 3) трубчатые формы с поперечной скульптурой, различающиеся по характеру этой скульптуры и по размерам: с грубой морщинисто-ребристой, шириной 45 - 50 мкм – *Rectia*; с тонкой не выдержанной, шириной 76 - 140 мкм – *Plicatidium*; с часто расположенной поперечной исчерченностью шириной от 12 - 14 до 34 - 36 мкм; 4) многорядные чехлы *Eomicrocoleus* и *Polytrichoides*; 5) крупные эллипсоидальные оболочки (до 100 мкм длиной) *Eosynechosoccus*. К трихомам и трихоподобным остаткам могут быть причислены две разновидности нитчатых форм – с коротко-цилиндрическими клетками *Oscillatoriopsis* (шириной до 20 - 30 мкм) и близкие по строению трихомы, заключенные в хорошо развитый гладкостенный чехол (ширина трихома 10, чехла 20 мкм) – *Palaeolynghya*.

Колониальные коккоидные формы рассматриваемой ассоциации представлены относительно простыми по строению *Muxosocoides* (диаметр клеток 14 и 20 мкм), иногда обладающими очень четкими и плотными клеточными стенками, агрегатами субсферических колоний *Coniunctiophycus* (диаметр клеток в колониях 18 - 20 мкм) и ценобиальными скоплениями акритархоподобных оболочек с темными включениями (диаметр оболочек от 160 до 260 мкм, размер включений от 20 до 40 мкм).

Среди трех биот устьильинских ОМ наибольшим числом специфических форм обладает первая. Только здесь встречены гладкостенные и морщинисто-ребристые чехлы *Asperatofilum*, *Taenitrichoides*, *Rectia*, *Plicatidium* и многорядные чехлы *Polytrichoides*, крупные кустиковидные слоевища *Ulophyton*, своеобразные пленчатые остатки с ромбическим рисунком на поверхности и колониальные коккоидные *Muxosocoides* и *Coniunctiophycus*. Вместе с тем, все три сравниваемых набора сопоставимы по количеству и разнообразию встреченных акритарх, а по богатству и размерам слоевищ третий набор превосходит два других. В целом же, в устьильинской биоте предполагаемые представители планктонного и бентосного сообществ находятся примерно в равных соотношениях.

Все находки ОМ в котуйканской свите, как уже говорилось, приурочены к ее нижней подсвите. Биоты, присутствующие здесь на ранее описанных уровнях (Вейс, Воробьева, 1992), по систематическому составу представляют собой обедненный вариант более представительной устьильинской ассоциации. В отличие от этого, вновь открытая биота (130 м от основания свиты) вбли-

зи устья ручья Улахан-Томулах, обладает гораздо более богатым систематическим составом (шестой уровень нахождения ОМ рис. 3). Общий состав биоты оказался очень близким к составу богатых устьильинских биот, отличаясь от него лишь присутствием некоторых характерных морфотипов. Ниже мы увидим, что причина такого подобия кроется в сходстве фациально-экологических условий формирования этих биот.

Вновь обнаруженная котуйканская микробиота включает все главные морфологические разновидности докембрийских ОМ, причем некоторые из них (в особенности нитчатые микроостатки и слоевища) имеют здесь особенно крупные размеры. Так, ширина гладкостенных чехлов, среди которых отметим *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides*, *Asperatofilum* и *Taenitrichoides*, варьирует от 2 до 100 мкм и более, а ширина трихоподобных образований (большинство из них морфологически близки к ранее описанным родам гормогониевых цианобактерий *Botuobia* и *Oscillatoriopsis*) достигает 240 - 260 мкм. С этими формами ассоциируют многочисленные многорядные агрегаты чехлов *Polytrichoides*, спирально-кольцевые *Elatera*, сужающиеся к окончаниям *Siphonophycus*, и специфические структуры двух разновидностей – лентовидные формы с отчетливым продольным рисунком, шириной более 50 мкм и остатки, состоящие из нескольких кольцевидных элементов, диаметром до 120 мкм. Помимо нитчатых ОМ (их доля в изученной выборке достигает 30%), в нижнекотуйканской подсвите весьма многочисленны акритархи и лентовидные слоевища. По обилию обе эти группировки сопоставимы и составляют 30 - 35% всех встреченных форм. Размер акритарх здесь варьирует от 10 до 1400 мкм (количественные пики приходится на оболочки диаметром 150, 300 и 500 - 700 мкм). Среди них присутствуют *Churaria*, *Simia*, *Nucellosphaeridium*, *Pterospermopsimorpha*, *Cucumiforma* и др. Темные бесструктурные слоевища (в том числе ветвящиеся) насчитывают многие десятки экземпляров, их ширина колеблется от 16 - 18 до 160 мкм. Здесь же встречены протяженные колонии коккоидных *Ostiana* (диаметр клеток 10 и 20 - 25 мкм), грибоподобные остатки (оболочки с выростами *Germinosphaera*, *Caudosphaera* и/или *Vendomyces*) и ветвящиеся цилиндрические чехлы, в которых заключены многорядные цепочечные агрегаты коккоидных клеток, близкие по строению к некоторым представителям современных стиганемовых цианобактерий. Кроме того, отмечено несколько широких нитей (до 80 мкм) с прикрепленными к ним сферическими оболочками, принадлежащие, возможно, к *Vanavagataenia*. В целом, несмотря на обилие акритарх, в анализируемом нижнекотуйканском наборе ОМ существенно доминируют формы, которые обычно причисляют к бентосным компонентам докембрийских биот.

Выше на примере рифейских ОМ Туруханского поднятия был выделен ряд их фациально-экологических группировок. Аналоги части из них безусловно узнаются в последовательности устьилинских и котуйканских микробиот. Судя по систематическому составу, размерам ОМ и присутствию их характерных морфотипов три последовательные устьилинские биоты могут быть отнесены к "оптимальной" группировке, а набор мелких акритарх и нитчатых чехлов, встреченных у основания свиты, может рассматриваться как фрагмент переходной или мелководной группировки. Такая интерпретация полностью отвечает фациальным особенностям вмещающих отложений, которые отражают обстановки начальной фазы быстро развивающейся трансгрессии. В наиболее глубоководных отложениях последней в трехметровом пакете аргиллитов вблизи основания верхней подсвиты устьилинской свиты встречены лишь обильные пленки бурого разложившего органического вещества.

Вновь открытая нижнекотуйканская биота, несомненно, также принадлежит к "оптимальной" группировке. В ней, как и в соответствующей группировке устьилинских ОМ, существенная роль принадлежит таким показательным морфотипам, как особенно крупные акритархи, специфические колониальные коккоидные формы, слоевища и грибоподобные остатки, на фоне которых в нижнекотуйканской биоте появляются только ей присущие гигантские трихомоподобные образования. По своим размерам они существенно превосходят все известные ранее рифейские остатки аналогичного строения (кроме нижнелахандинских *Segmentothallus*). Судя по обилию крупных слоевищ и грибоподобных образований, нижнекотуйканская биота занимала относительно более глубоководное положение в зоне развития оптимальной группировки.

Что же касается трех ранее описанных нижнекотуйканских биот, то лишь одна из них (стратиграфически наиболее низкая) с определенными оговорками может быть отнесена к "оптимальной" группировке. Эта биота существенно уступает только что рассмотренной по разнообразию и размерам встреченных форм, но подобна ей по присутствию ряда характерных морфотипов. Различия сравниваемых биот могут быть связаны с вытекающими из седиментологических данных несколько более мелководными условиями формирования менее разнообразной из них (? проксиальное ограничение зоны развития "оптимальной" группировки). Другие нижнекотуйканские органостенные остатки являются, вероятно всего, представителями крайне редко встречаемых мелководных группировок ОМ карбонатных платформ. Они имеют резко редуцированный состав (редкие мелкие акритархи, единичные фрагменты узких чехлов и слоевищ) и заключены в

маломощных глинисто-карбонатных пластах среды существенно карбонатных отложений. Помимо неблагоприятных условий формирования, бедность состава этих биот отчасти может быть связана с раннедиагенетическими процессами – известным отрицательным воздействием карбонатной среды на сохранность ОМ (Вейс, Семихатов, 1989; Вейс, Воробьева, 1992).

Таким образом, в своей совокупности биоты анабарских ОМ представляют достаточно широкий спектр палеоусловий, а общая картина их фациально-экологического распространения, несмотря на некоторую специфику, тождественна выявленной для ОМ Туруханского поднятия.

Помимо рассмотренных ОМ, в котуйканской свите известны многочисленные находки минерализованных микроорганизмов, которые обнаружены как в нижней, так и в верхней ее подсвитах (Головенко, Белова, 1984; 1986; Якшин, 1991; Сергеев, 1993 и др.). Не приводя здесь их подробной характеристики, отметим, что в общей сложности котуйканская ассоциация минерализованных форм включает более 14 родов и 13 видов различных по строению микроостатков. Среди них доминируют широко распространенные в докембрий таксоны – колониальные коккоидные *Eoentriophysalis*, *Muxococcoides*, *Gloeodiniopsis* и нитчатые *Eomycetopsis*, *Siphonophycus*, *Oscillatoria*, *Palaeolyngbya*. С теми и другими ассоциируют более ограниченные в своем распространении сфероидальные чехлы *Eosphaeronostoc*, особенно крупные эллипсоидные *Eosynechococcus* и известные только в анабарском разрезе нитчатые матоформирующие *Circumvaginalis*. Большинство исследователей, изучавших минерализованные котуйканские биоты, подчеркивали обилие и очень крупные размеры некоторых встреченных здесь остатков – например, трихомоподобных образований шириной до 85 мкм, оболочек диаметром до 400 мкм и др.; все они происходят из верхнекотуйканской подсвиты (Якшин, 1991, Сергеев, 1993). Палеоэкологический анализ котуйканской ассоциации, проведенный В.Н. Сергеевым (1993) на основании актуалистической интерпретации встреченных таксонов, показал, что эта ассоциация формировалась в быстро изменяющейся во времени среде в широком спектре палеоусловий – от субконтинентальных (амфибиальные ландшафты) до открытоморских. Причины появления особенно богатых сообществ, которые включали наиболее крупные и сложно построенные остатки В.Н. Сергеев (1993, с. 48) видит в кратковременных периодах существования необычных особенно благоприятных условий.

Наши данные показывают, что раннедиагенетические конкреции кремней в котуйканской свите в подавляющем большинстве случаев приурочены к породам, формировавшимся в наиболее мелководных обстановках. Такие обстановки



безраздельно господствовали в позднекотуйканское время и спорадически возникали в течение раннекотуйканского (рис. 3). Сказанное на первый взгляд плохо согласуется с принадлежностью упомянутых крупных и/или сложно построенных окремненных остатков к биотам именно верхнекотуйканской подсвиты. Однако более детальный анализ фациальной приуроченности таких морфотипов снимает названное противоречие – все эти находки происходят только из относительно более глубоководных осадков верхней сублиторали (например из пластов-столбчатых строматолитов *Omachtenia*), которые формировались в кратковременные периоды поднятия уровня моря. Примечательной особенностью, подчеркивающей резко изменчивый характер осадконакопления в позднекотуйканском бассейне, является то, что упомянутые примечательные морфотипы в некоторых пробах располагаются всего в нескольких миллиметрах от биот с палмеллоидными колониями *Eoentophysalis*, поверхностей размыва и других несомненных признаков крайнего мелководья.

Таким образом, в распределении анабарских окремненных биот также намечается определенная пространственная упорядоченность, которая хорошо согласуется с развиваемыми нами представлениями о палеоэкологической структуре биоты в рифейских бассейнах; более того, окремненные биоты легко находят свое место в этой структуре. Сообщества, характеризовавшиеся относительно бедным систематическим составом и широким развитием бентосных матообразующих *Eoentophysalis* и сопутствующих им форм, которые заключены в осадках с текстурами крайне незначительных глубин, могут быть с полным основанием причислены к мелководной группировке. В то же время более богатые сообщества с крупными и/или сложно построенными морфотипами, отличавшиеся примерно равным представительством коккоидных и нитчатых преимущественно аллохтонных форм, относятся к иным более глубоководным группировкам вплоть до "оптимальной".

Из сказанного следует, что в двух рассмотренных регионах Средней и Северной Сибири – в турханском и анабарском – выявлены единые главные особенности латерального распределения органостенных и окремненных остатков рифейских микроорганизмов.

#### *Учуро-Майский регион*

Рифейские отложения этого региона по стратиграфической и микрофитологической изученности занимают одно из первых мест в мире, но детальный седиментологический анализ этих толщ, к сожалению, не проводился. Тем не менее, ниже мы кратко суммируем ранее опубликован-

ные данные об особенностях распределения ОМ в двух свитах этого региона – в омахтинской и тоттинской (Вейс, Семихатов, 1989; Вейс, Воробьева, 1992) и рассмотрим их в контексте развиваемой здесь модели фациально-экологического распространения микрофоссилий рифея.

Омахтинские ОМ представляют для нас особый интерес, так как они позволяют оценить применимость упомянутой модели к относительно мелководным палеобассейнам с резко изменчивыми обстановками и терригенно-карбонатным осадконакоплением. Характерной особенностью омахтинской свиты является свойственная им мелкая цикличность (Семихатов, Серебряков, 1983). Большинство омахтинских циклов имеют мощность 3 - 5 м и в общем обладают трансгрессивным строением. В нижних частях циклов в типичном случае залегают силикокластические породы, а в верхних – доломиты (песчанистые, обломочные, онколитовые и более частые строматолитовые). Эти циклы сильно изменчивы по латерали, что позволяет говорить о значительной общей пестроте в распределении фаций и быстро менявшихся во времени мелководных обстановках.

Все находки омахтинских ОМ происходят из одного разреза этой свиты (мощностью около 450 м) в южной части Учурской впадины по р. Идюм (Вейс, Семихатов, 1989). Микроостатки встречены здесь на шести разновозрастных уровнях, приуроченных к трем последовательным толщам (мощностью 130 - 140, 160 - 180 и 48 - 50 м), каждая из которых обладает определенной спецификой слагающих ее циклов. В нижней толще в составе последних относительно велика роль песчаных членов с многочисленными трещинами усыхания, знаками ряби и разнонаправленной грубой косой слоистостью, а среди карбонатных членов – обломочных доломитов, следов мелких размывов, линз эндокластитов, глиptomорфоз по кристаллам соли. Во второй и особенно в третьей толщах общее количество песчаников и указанных крайне мелководных текстур заметно сокращается, в нижних частях циклов возрастает роль аргиллитов, а в верхних появляются глобулы глауконита и исчезают следы временных осушений. Учитывая все сказанное, можно думать, что рассматриваемые отложения формировались в широком спектре обстановок приливно-отливных равнин, пересыхающих мелководных лагун (нижняя и средняя толщи) и защищенных обстановок верхней сублиторали и нижней литорали (верхняя толща).

Описанные в омахтинской свите шесть наборов ОМ насчитывают в общей сложности 32 вида микроостатков, принадлежащих 25 родам, которые представляют акритархи, колониальные коккоидные и нитчатые формы и микроостатки сложного строения (Вейс, Семихатов, 1989). Эти биоты обнаруживают уже знакомые нам направленные изменения своего систематического

состава и предельных размеров присущих им морфотипов в зависимости от условий формирования в омахтинском палеобассейне. Опуская детали можно констатировать, что первые три биоты, приуроченные к нижней толще омахтинской свиты, обладают очень низким разнообразием – здесь установлено только несколько разновидностей акритарх – *Leiosphaeridia*, *Protosphaeridium*, *Nucellosphaeridium* и трихомы *Cyanopema* и *Oscillatoriopsis*; при этом размеры первых не превышают 55 мкм, а ширина вторых – 8 - 10 мкм. В четвертой биоте, встреченной в отложениях средней толщи, помимо отмеченных таксонов появляются эллипсоидные акритархи *Konderia*, окаймленные *Simia*, слоисто-глобулярные *Polycavita*, *Stratimorphis*, колониальные коккоидные *Coniunctiophycus*, нитчатые чехлы *Siphonophycus*, оболочки с выростом *Germinosphaera*, а предельные размеры почти всех морфотипов по сравнению с предшествующими биотами увеличиваются (у акритарх – до 130 мкм, у нитчатых форм – до 18 - 19 мкм). Наконец, пятая и шестая биоты омахтинских ОМ, приуроченные к верхней, относительно глубоководной толще, отличаются резким увеличением как систематического разнообразия, так и предельных размеров микрофоссилий. Здесь присутствуют не только почти все перечисленные выше разновидности ОМ, но и акритархи *Pterospermopsisomorpha*, таблитчатые *Satka*, двуслойные псевдошиповатые *Eomarginata*, колониальные коккоидные *Palaeopleurocapsa*, нитчатые трихомы и чехлы *Filiconstrictus*, *Leiotrichoides* и некоторые другие образования (размеры акритарх здесь достигают 150 мкм и более, а нитчатых форм – 20 - 22 мкм).

Все сказанное о составе и фациальной приуроченности шести омахтинских биот ОМ позволяет первые три из них отнести к мелководной фациально-экологической группировке, а четвертую – учитывая ее положение в разрезе – к переходной. Наиболее богатые биоты омахтинских ОМ с известными оговорками могут быть сближены с “оптимальной” группировкой, выделенной на примере безыменской и устьильинско-котуйканской свит. В пользу такого сближения говорит не столько близость состава тех и других биот (несомненно имеющая место), сколько ясно выраженная общность позиции на батиметрической кривой и сходная насыщенность всех рассматриваемых биот специфическими морфотипами. Вместе с тем, две наиболее богатые омахтинские биоты существенно отличаются от очень однородно построенных и хорошо выдержанных по составу типичных “оптимальных” группировок двух других изученных регионов. Названные отличия особенно ярко проявляются в несопоставимости предельных размеров встреченных там и здесь форм (туруханские и анабарские акритархи и нитчатые микроостатки превышают по соответствующим показателям омахтинские почти на порядок).

Эти отличия можно связать либо со спецификой омахтинского бассейна, который характеризовался карбонатно-терригенным осадконакоплением и был смещен в сторону мелководных обстановок по сравнению с безыменским, устьильинским и нижнекотуйканским, либо, как полагает один из авторов данной статьи, с резкой разновозрастностью омахтинских отложений, с одной стороны, и устьильинско-котуйканских и безыменских, с другой. Если встать на вторую точку зрения, то можно думать, что упомянутые различия омахтинской и прочих рассмотренных нами “оптимальных” группировок отражает эволюцию степени фациально-экологической дифференциации состава рифейских микробиот.

Переходя к краткому анализу 12 микробиот тоттинской свиты (Вейс, Воробьева, 1992), напомним, что они известны в несомненных стратиграфических аналогах безыменской свиты и обладают видимым сходством с биотами, встреченными в этой свите. Органостенные микрофоссилии в тоттинской свите найдены на обширной площади на 12 разновозрастных стратиграфических уровнях, пять из которых принадлежат нижней (кондерской) ее подсвите (р. Большой Аим; северный склон Омнинского поднятия), семь – верхней (омнинской) подсвите (рр. Омня, Аим, Мая; Майская впадина).

Отложения кондерской подсвиты (мощностью 120 м) образуют четкий трагессивно-регрессивный ритм, который в основании и у кровли представлен мощными пачками светло-серых и серых средне- и крупнозернистых часто косослоистых песчаников с глауконитом и подчиненных им косо- и горизонтальнослоистых алевролитов. В средней – большей части подсвиты залегают зеленоцветная и красноцветная толща часто чередующихся между собой аргиллитов и алевролитов, обладающих тонкой горизонтальной и пологой косою слоистостью, содержащих рассеянные глобулы глауконита, конкреции сидерита, а на ряде горизонтов каналы размыва (текстуры типа gutter casts). Омнинская свита (мощностью 400 - 600 м) образована монотонным чередованием небольших пакетов частого переслаивания сероцветных мелкозернистых песчаников, обладающих тонкой косою слоистостью с доминирующими или бурых очень тонкослоистых алевролитов и аргиллитов.

Наиболее представительные и разнообразные биоты тоттинских ОМ были встречены в средних горизонтах кондерской и омнинской свит (третья и седьмая биоты в общей тоттинской последовательности) и приурочены к вполне определенной зоне палеобассейна, которая характеризовалась глубинами средних значений и относительно спокойной гидродинамической обстановкой. Обе эти биоты включают особенно крупные акритархи *Chuaiga*

(диаметром до 700 и даже 1000 - 1100 мкм), протяженные слоевища коккоидных *Ostiana* (диаметр клеток от 10 мкм до 20 мкм и более), широкие гладкостенные (шириной до 40 - 60 мкм) и/или морщинисто-ребристые (шириной до 55 мкм) чехлы *Taenitrichoides*, *Rectia*, *Rugosoopsis*, многорядные *Polytrichoides*, цилиндрические или утончающиеся нитчатые *Siphonophycus* и другие таксоны, известные в составе "оптимальных" группировок в Туруханском и Анабарском регионах. К ярким особенностям рассматриваемых тоттинских биот можно отнести чрезвычайно обильные специфические многорядные колонии плеврокапсовых цианобактерий *Sphaerocongregus* нескольких размерных генераций. Все сказанное о систематическом составе и фациальном положении наиболее богатых биот тоттинских ОМ позволяет отнести их к "оптимальным" фациально-экологическим группировкам.

Еще теснее в сравниваемом материале общность мелководных группировок. К ним в тоттинской свите принадлежат первая, вторая и шестая биоты, встреченные в алевролит-песчаниковых толщах с текстурами крайнего мелководья. Состав этих биот на родовом и видовом уровнях (общие виды родов *Leiosphaeridia*, *Mucosocoides*, *Leitrichoides*) и по размерам встреченных микроостатков по существу не отличается от таковых, характерных для мелководных безыменских отложений, если не считать единичных эллипсоидных *Eosynochosoccus* и фрагментов цепочечных *Sphaerocongregus*, известных в тоттинской свите.

Четвертая и пятая тоттинские биоты, которые обнаружены в непосредственной близости от пакетов кондерских красноцветных аргиллитов, с развиваемых здесь позиций могут трактоваться как принадлежащие дистальной части "оптимальной" зоны. В их составе доминируют многочисленные акритархи диаметром не более 500 мкм, чехлы до 40 мкм в поперечнике, а также многочисленные цепочечные *Sphaerocongregus*, протяженные *Ostiana*, многорядные *Polytrichoides* и ветвящиеся слоевища *Ulophyton* (высота "кустика" более 700 мкм).

К наиболее мелководным группировкам ОМ в Учуро-Майском регионе принадлежат, вероятно, восьмая - десятая омнинские биоты, которые приурочены к монотонным неяснослоистым аргиллит-алевролитовым пачкам. В их составе на фоне массы пленок бурого разложившего органического вещества наблюдаются редкие акритархи размером до 70 - 100 мкм, разрозненные чехлы шириной 2 - 20 мкм, фрагменты коккоидных *Mucosocoides*, имеющие диаметр клеток 20 - 30 мкм. Резко обедненный состав названных биот мог бы рассматриваться как свидетельство их принадлежности к мелководным группировкам, однако этому предположению резко противоречит как облик вмещающих отложений, так и в особенности обилие упомянутых органических пленок. Учитывая сказанное, наиболее обоснованным следует считать

отнесение трех рассматриваемых биот к мелководной группировке ОМ, ранее выявленной на материале по свитам линок и устьильинской.

Таким образом, можно констатировать, что общая картина систематической структурированности тоттинских ОМ и фациальной приуроченности их определенных ассоциаций хорошо согласуется с описанными выше в туруханском и анабарском разрезах сибирского рифея.

## ПОЛОЖЕНИЕ АССОЦИАЦИЙ ОМ В РИФЕЙСКИХ БАССЕЙНАХ СИБИРИ

Рассмотренные отложения Туруханского, Анабарского и Учуро-Майского районов образуют в общем очень сходные между собой крупные в целом трансгрессивные последовательности, которые отражают направленное развитие морских трансгрессий и соответствующие изменения состава пород - переход от силикокластической (преимущественно глинистой) седиментации к карбонатной. Можно думать, что этот переход был связан с удалением источников сноса и сокращением подачи обломочного материала с континента. Одновременно изменялся главный палеоэкологический параметр среды - глубина, однако его изменение происходило не монотонно. Во всех реконструированных нами примерах максимальные глубины были приурочены к переходу от силикокластического к карбонатному типу седиментации (рис. 5). Такая особенность, видимо, была связана не только с резким сокращением массы привнесенного в бассейн силикокластического материала, но и с некоторым запаздыванием формирования механизма генерации внутрибассейновых карбонатов. С включением этого механизма роль карбонатного седиментогенеза все более возрастала, что в конечном счете привело к появлению обстановок крайнего мелководья приливно-отливных равнин (амфибиального ландшафта) с экстремальными условиями существования микроорганизмов. Видимо, свою роль в появлении этих обстановок сыграло и прогрессивное замедление темпа прогибания ложа бассейнов при переходе от начальных членов упомянутых выше последовательностей к конечным.

На фоне очерченных выше изменений палеосреды и седиментации можно выделить четыре типа бассейнов<sup>2</sup> (рис. 5). 1. Бассейны с силикокластической седиментацией и с широким спектром

<sup>2</sup> Здесь и ниже под термином "бассейн" мы понимаем часть палеогеографической среды с определенным набором близких между собой палеообстановок, которые существовали в течение времени накопления осадков крупных интервалов разреза - свит или подсвит. Такая близость палеообстановок (среды осадконакопления) отражена в петрографической и текстурной общности пород соответствующих литостратиграфических единиц. В строгом палеогеографическом и структурно-геологическом понимании выделяемые нами бассейны отвечают понятию части бассейна седиментации.

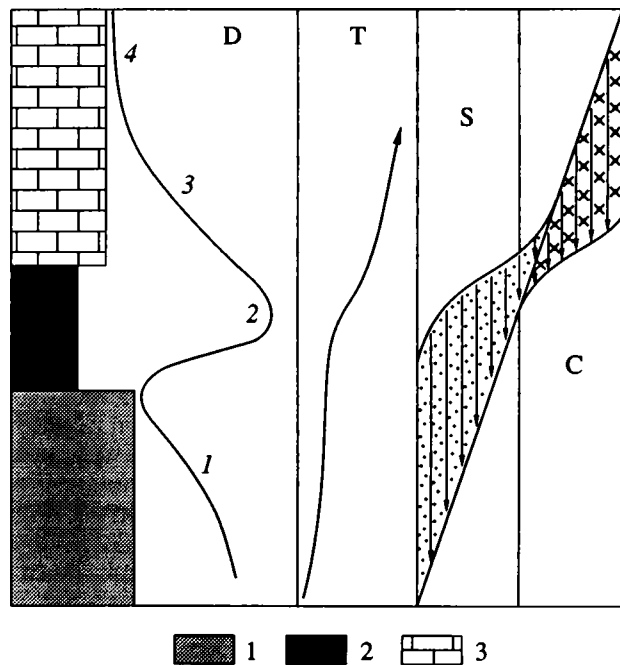


Рис. 5. Обобщенная схема строения крупного трансгрессивного цикла в рифее Сибирской платформы и эволюция среды осадконакопления во время образования этого цикла.

D – кривая изменения глубины бассейнов. Цифры на кривой – типы бассейнов (см. стр. 41). T – кривая развития трансгрессии.

Тип седиментации: S – силикокластический, C – карбонатный. Длина стрелок пропорциональна темпу (скорости) осадконакопления. Общий состав пород: 1 – глинисто-песчаный, 2 – алеврито-глинистый, 3 – карбонатный (известняки и доломиты).

обстановок, существовавших на ранней стадии развития трансгрессий. От прочих рассматриваемых здесь бассейнов они отличались наибольшей амплитудой рельефа и наибольшим размахом обстановок от аллювиальных равнин (лабазташское время на Анабарском массиве) до относительно глубоководных открыто-морских (северная часть Туруханского поднятия в раннебезыменское время). 2. Относительно глубоководные открыто-морские бассейны со смешанной карбонатно-глинистой седиментацией, протекавшей главным образом ниже базиса действия штормовых волн (Западное Прианабарье в позднеустыльинское время и Туруханское поднятие в линокское время). 3. Бассейны умеренных глубин с преимущественно карбонатной седиментацией (Западное Прианабарье в раннекотуйканское время и Туруханское поднятие в раннесухотунгусинское время). Эти бассейны, видимо, представляли собой области не только полого погружающихся карбонатных платформ, главную часть осадков которых составляли обломочные карбонаты, но и шельфы с разнообразными рифовыми сооружениями и присущей им пестротой фаций. 4. Бассейны с обстанов-

ками крайнего мелководья и с чисто карбонатной седиментацией, существовавшие на заключительных стадиях (позднекотуйканское и позднесухотунгусинское время). Характерной чертой литогенеза их осадков было образование значительных количеств раннедиагенетических кремней.

Изложенный выше материал позволяет сделать главный вывод: систематическое разнообразие, а отчасти и обилие микроорганизмов в рифейских бассейнах Сибири обладало прямой и жесткой зависимостью от глубины этих бассейнов и не обнаруживало ясной корреляции с мегаархитектурой ложа бассейна и типом его седиментации<sup>3</sup>.

Важно подчеркнуть, что имеющийся в нашем распоряжении фактический материал свидетельствует о том, что полученная картина латерального распределения сообществ рифейских микроорганизмов отражает их прижизненное распределение в палеобассейнах и не является следствием посмертного переноса и захоронения микроостатков. Этот вывод основан на двух сторонах проведенных исследований. Прежде всего, это прямые наблюдения фациальной приуроченности ОМ – наиболее представительные среди изученных “оптимальные” группировки во всех случаях были встречены в осадках одной и той же узкой полосы глубин (10 - 30 м), вне зависимости от того, что в различных бассейнах эта полоса отвечала шельфу с совершенно различным рельефом – от предельно контрастного (первая безыменская “оптимальная” группировка), до максимально выровненного (вторая безыменская “оптимальная” группировка). Об этом же свидетельствуют и результаты анализа систематического состава и экологической компановки выделенных группировок – в упомянутых “оптимальных” из них все наиболее показательные морфотипы (представители как планктона, так и бентоса) имеют одинаковую очень хорошую сохранность и сопоставимое количественное представительство.

Самая общая характеристика упомянутой структуры может быть представлена следующим образом. В направлении от наиболее глубоководных частей силикокластических бассейнов к среднеглубинным происходило быстрое увеличение систематического разнообразия, сложности строения и размерных параметров микроорганизмов. Этот процесс не являлся линейным, и в изменении указанных параметров фиксируется резкий максимум, приуроченный к глубинам в первые десятки метров. Дальнейшее продвижение в сторону более мелководных областей бассейна сопровож-

<sup>3</sup> Существенное значение в рассматриваемом аспекте могли иметь и другие факторы палеосреды – соленость бассейнов, температурный режим, гидродинамическая активность и т.п., однако для объективного анализа их значения у авторов и в литературных источниках не имеется достаточных оснований.

далось быстрым уменьшением разнообразия биот в областях накопления силикокластических осадков и появлением своеобразных прокариотных бентосных группировок в зонах карбонатного седиментогенеза. Рассмотрим картину этого распределения более подробно для каждого из выделенных выше типов бассейнов.

1. Бассейны с силикокластической седиментацией и широким спектром обстановок. В осадках этих бассейнов выше были выделены четыре фациально-экологические группировки ОМ – глубоководная, “оптимальная”, переходная и мелководная. Все они имеют некоторое количество общих или транзитных таксонов – в первую очередь мелких акритарх и фрагментированных колониальных коккоидных и нитчатых форм (*Leiosphaeridia*, *Mucococcoides*, *Eomucetopsis* и *Leiotrichoides*), которые, по существу, исчерпывают систематическое разнообразие мелководных группировок. В переходной группировке разнообразие и размеры ОМ, как мы видели, растут и достигают максимума в “оптимальных” группировках. Только они включают особенно крупные акритархи *Chuaria*, своеобразные по строению *Simia*, *Kondegia*, оболочки с выростами, протяженные колонии *Ostiana*, цепочечные *Polysphaeroides*, многорядные *Polytrichoides*, гигантские чехлы и трихомоподобные образования, ветвящиеся слоевища *Ulophyton*, *Archaeoclada*, членистые *Eosolena*, пленчатые, трубчатые, ребристые и многие другие формы. В сторону как больших, так и меньших глубин бассейнов этого типа систематическое разнообразие микрофоссилий, как отмечалось, быстро сокращается, но происходит это совершенно поразному. В глубоководных группировках фиксируется обогащение ассоциаций слоевищами и грибоподобными (гифомикробными) остатками, а в переходных к мелководным – среднеразмерными и относительно просто устроенными акритархами, колониальными коккоидными и нитчатыми формами. Помимо систематического состава, упомянутые группировки резко различаются по своей экологической компоновке. Мелководная и переходная включают преимущественно аллохтонную (планктонную) ассоциацию микроорганизмов, а “оптимальная” и глубоководная – в основном бентосные.

2. Относительно глубоководные открыто-морские бассейны со смешанной карбонатно-глинистой седиментацией. Имеющиеся у нас седиментологические данные не позволяют обнаружить какие-либо существенные отличия палеосреды и микрофитологической характеристики этих и только что рассмотренных глубоководных бассейнов с чисто силикокластическими или слабо карбонатными глинистыми осадками. В самом деле, ассоциации ОМ в нижебезыменских глинистых отложениях (бассейны первого типа) и в карбонатно-глинистых породах свиты линок (бассей-

ны второго типа) имеют сходный обедненный состав при господстве одних и тех же морфотипов – акритарх средних и крупных размеров, слоевищ, грибоподобных форм и в подчиненном значении трихомоподобных образований. Отличительной чертой карбонатно-глинистых осадков бассейнов второго типа можно считать лишь довольно широко развитые в них тонкие пленки дисперсного органического вещества, которые лишены какой-либо определенной микроструктуры и различаемых остатков микроорганизмов. Выше уже говорилось, что такие пленки, видимо, представляют собой остатки некогда широко развитых здесь матов микробных бентосных организмов. Подобные же пленки, трактуемые как остатки матов, описаны из близких по генезису осадков рифейской формации Ньюленд надсерии Белт США (Schieber, 1986, 1990), а в глинисто-карбонатных породах этой надсерии, близких к породам свиты линок, обнаружены редкие остатки нитчатых микроорганизмов, которые, возможно, являлись матообразователями (Horodiski, 1980). Видимо, редкость находок остатков таких организмов, как справедливо отметил Р. Хородиски, объясняется либо их мелкими размерами, либо низкой устойчивостью и агрессивными факторами среды. Можно думать, что свой вклад в описываемые процессы внесли и другие организмы-деструкторы (Oehler, 1977).

3. Бассейны умеренных глубин с преимущественно карбонатной седиментацией. Значительная часть микрофитологической информации, относящаяся к этим бассейнам, к сожалению утрачена как в связи с низким содержанием в разрезах глинистых пород, перспективных для нахождения ОМ, так и с отрицательным воздействием доминирующей здесь щелочной среды диагенеза на органическое вещество микроорганизмов (Вейс, Семихатов, 1989). Эти потери далеко не всегда могут быть компенсированы изучением минерализованных биот. Последние в разрезах докембрия относительно редки, так как среди кремневых конкреций в изученных регионах преобладают позднедиагенетические разновидности, не содержащие микроостатков. В рассмотренном материале к биотам данного типа бассейнов могут быть отнесены две: вновь открытая биота ОМ в нижнекогуйканской подсвите (см. выше) и часть присутствующих здесь минерализованных микроостатков (Якшин, 1991; Сергеев, 1993). Те и другие представлены наборами характерных морфотипов, в том числе сходными акритархами (сфероморфные чехлы), широкими трихомоподобными формами и некоторыми другими морфотипами, которые позволяют уверенно идентифицировать присутствие здесь “оптимальных” группировок микроорганизмов. Господство бентосных форм в упомянутых биотах хорошо согласуется с такой идентификацией. Важно отметить, что особенности

осадконакопления в пределах обширной карбонатной платформы, на которой развивался бассейн рассматриваемого типа, предполагали возможность быстрого изменения глубины бассейна и, соответственно, режима седиментации и палеообстановок. Это нашло свое отражение в соседстве резко различных по систематическому составу и экологическому положению ассоциаций минерализованных микрофоссилий нижнекотуйканской подсвиты (Сергеев, 1993).

4. Бассейны с обстановками крайнего мелководья и чисто карбонатной седиментацией. Все имеющиеся сведения о микроорганизмах, которые заселяли эти бассейны, основаны исключительно на изучении минерализованных микроостатков. Тем не менее, соответствующие ископаемые сообщества изучены с особой детальностью. Такое очевидное противоречие имеет довольно простое объяснение. С одной стороны, к мелководным (прибрежным) частям бассейнов было приурочено массовое формирование раннедиагенетических кремневых конкреций, являющихся идеальным саркофагом для микроорганизмов, а с другой стороны, именно эти зоны рифейских морей были плотно заселены сообществами матоформирующих прокариот, о былом распространении которых свидетельствуют массы строматолитовых карбонатов. В настоящее время исследователи едины в оценке природы и палеогеографической позиции этих сообществ. Их однозначно рассматривают как важнейший компонент крайне мелководных экосистем приливно-отливных равнин. Тот факт, что отложения, сформированные в этих условиях, достигают многих десятков и сотен метров мощности, а в ряде случаев прослеживаются на сотни километров по латерали (Grotzinger, 1986, 1989) свидетельствует о том, что эти равнины не имеют своих современных аналогов, хотя и близки к прибрежным зонам морей по глубинам и характеру седиментации.

Не повторяя здесь широко известных данных о систематическом составе и палеоэкологии мелководных окремненных микрофоссилий (библиографию см. Knoll, Golubic, 1979; Knoll *et al.*, 1991; и др.), отметим лишь различия мелководных группировок в зонах чисто карбонатной и силикокластической седиментации. Во-первых, в мелководных зонах силикокластических бассейнов ОМ наиболее бедны как по разнообразию, так и по количеству (редкие находки наиболее простых по строению акритарх, колониальных коккоидных и нитчатых форм) и представлены аллохтонными элементами, тогда как мелководные группировки карбонатных платформ заключают более разнообразные систематически и неизмеримо более богатые количественно бентосные сообщества микроорганизмов с ясно различными таксонами организмов-матообразователей, организмов-симбионтов и аллохтонных форм. Во-вторых, пре-

дельно бедные мелководные группировки ОМ, развитые в зонах накопления силикокластического материала, не обнаруживают каких-либо пространственных вариаций своего состава, тогда как аналогичные группировки карбонатных платформ обладают ясно выраженной дифференциацией структуры сообществ, связанной с их положением в конкретных зонах палеобассейна этого типа (лагунные, барьерные и другие сообщества; Knoll *et al.*, 1991; и др.). Вместе с тем, сравниваемые мелководные группировки обладали определенным сходством, которое проявлялось в их ярко выраженном "эволюционном" консерватизме; разновозрастные ассоциации тех и других обладают удивительным подобием с аналогичными группировками, существовавшими на сотни миллионов лет раньше или позднее.

Завершая анализ главных особенностей пространственного размещения фациально-экологических группировок микрофоссилий в палеобассейнах рифея Сибири, обратимся к некоторым обобщениям. Имеющиеся данные о глубоководных бассейнах позволяют рассматривать их биоту как значительное по биомассе, но бедное по систематическому составу сообщество преимущественно бентосных микроорганизмов, неотъемлемым элементом которого являлись организмы-редуценты (по-видимому, гетеротрофные бактерии и грибы, или гифомикробы). Находясь ниже зоны проникновения наиболее активной части светового спектра, эти сообщества неизбежно должны были обогащаться организмами, которые использовали альтернативные световому источнику энергии. Подтверждением сказанного может служить глубоководная биота формации Барни-Крик нижнего рифея Северной Австралии, насыщенная специфическими бактериальными остатками (Oehler, 1977).

Что же касается "оптимальной" (среднеглубинной) группировки ОМ, то имеющиеся данные не позволили наметить какие-либо конкретные факторы, которые могли бы быть ответственны за ее формирование и локализацию. Более того, есть основания полагать, что таких "специальных" факторов вообще не существовало и обособление данной группировки связано с проявлением некоторых нетривиальных свойств докембрийской биоты. В этой связи обращают на себя внимание две важные особенности среднеглубинных зон. Во-первых, они характеризовались затуханием осцилляций интенсивности проявления наиболее значимых абиотических факторов (гидродинамической активности, температуры, освещенности и т.п.). Во-вторых, в рассматриваемых зонах практически безраздельно господствовали представители одного звена трофической системы: фототрофы-продуценты органического вещества, а активные или пассивные потребители этого вещества здесь практически не известны.

Такая асимметрия большинства докембрийских ассоциаций ОМ неоднократно обращала на себя внимание исследователей (Заварзин, 1984; Чебанов, 1987; и др.) и видимо является их характерной чертой. Применительно к сообществам организмов-фототрофов совершенно очевидна жесткая зависимость всех их членов от ослабления светового потока. Последнее, по-видимому, и было главным препятствием на пути экспансии этих организмов в более глубоководные зоны бассейна, тогда как в противоположном направлении набор лимитирующих факторов несомненно был более широк и разнообразен, хотя лидирующая роль принадлежала, видимо, быстро возрастающей гидродинамической активности среды.

Таким образом, ниша, занимаемая среднеглубинными группировками микроорганизмов, представляла собой оптимальный экологический компромисс между важнейшими биологическими особенностями населявших ее микроорганизмов-фототрофов и абиотической составляющей палеосреды. Это обстоятельство определило главные особенности "оптимальных" группировок — их ярко выраженный политаксонный (на самом высоком уровне) состав, высокую степень уникальности большинства наиболее характерных морфотипов, крупные размеры микроорганизмов, редкость выраженных их защитных структур (кроме чехлов гормонониевых цианобактерий). Все это, на наш взгляд, является весомым доводом в пользу представлений о преобладании здесь "индивидуального" (или организменного) стиля поведения, сопоставимого с "К-стратегией существования" (Старобогатов, 1985; и др.).

В отличие от "оптимальных", мелководные группировки ОМ бассейнов с силикокластической седиментацией существовали в зоне гораздо более жестких воздействий физико-химических факторов среды. Тем не менее эти группировки характеризовались полным господством организмов-фототрофов и представляли собой по существу обедненный вариант "оптимальных" группировок, в котором ведущая роль переходила к морфологически более простым и физиологически более высоко устойчивым компонентам биоты.

Иные условия существовали в мелководных и сверхмелководных зонах карбонатных платформ. Эти зоны отличались крайним непостоянством физико-химических условий: быстрыми изменениями солености, температуры, скорости осадконакопления, газового состава и, что особенно важно, периодической субаэральной экспозицией. Необычная жесткость абиотических условий, свойственная этим бассейнам, нашла отражение в характере населявших их сообществ микроорганизмов. В ответ на повышенную и не избирательную агрессивность факторов среды микроорганизмы сформировали здесь специфическую структуру сообществ в виде протяженных, слож-

но стратифицированных матов (Knoll, Golubic, 1979). Главная особенность их фотосинтезирующих компонентов — сравнительно бедный систематический состав, который компенсировался колоссальным количеством отдельных особей, их колониальной организацией и развитием специальных защитных структур (чехлов, слизи, органического матрикса). Если учесть, что подобные ценозы обладали высокими скоростями роста и способностью к быстрой репарации поврежденных участков (Кондратьева, 1975), то их высочайшая устойчивость по отношению к любым неблагоприятным воздействиям среды становится очевидной (видимо, здесь мы встречаемся с так называемой г-стратегией существования).

Вопрос о микрофитологических особенностях зон взаимопереходов между различными фацально-экологическими группировками микрофоссилий наиболее просто решается для ОМ в бассейнах с силикокластической седиментацией. Приведенные выше данные о систематическом составе "оптимальной" и переходной группировок свидетельствует о постепенном замещении этих двух биот в зоне их контакта, а нарастание в дистальных частях среднеглубинных зон содержания морфотипов, трактуемых как глубоководные, может рассматриваться как довод за постепенность взаимоперехода "оптимальной" и мелководной группировок. Гораздо сложнее выявить картину пространственных взаимоотношений принципиально различных "оптимальных" и мелководных группировок карбонатных платформ. Биологические особенности мелководных группировок говорят о том, что они могли проникать в значительно более глубоководные зоны, а фактический материал свидетельствует, что они реализовали эту возможность. Однако в этих зонах они, видимо, никогда не образовывали обширных бентосных ценозов, и их инвазии носили островной (или мозаичный) характер. Во всяком случае следует признать возможность частичного перекрытия мелководных и "оптимальных" группировок карбонатных платформ на батиметрической кривой. Выделяемая здесь в очень редких случаях переходная группировка, в отличие от бассейнов с силикокластической седиментацией, не является носителем отличительных особенностей мелководной и "оптимальной", а всегда представляет собой резко редуцированный, обедненный вариант последней.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главный результат настоящей работы — выявление определенной пространственной упорядоченности (структуры) в распределении микроорганизмов в палеобассейнах рифея. Эта упорядоченность проявлялась в обособлении ряда фацально-экологических группировок минерализованных и органотенных микрофоссилий,



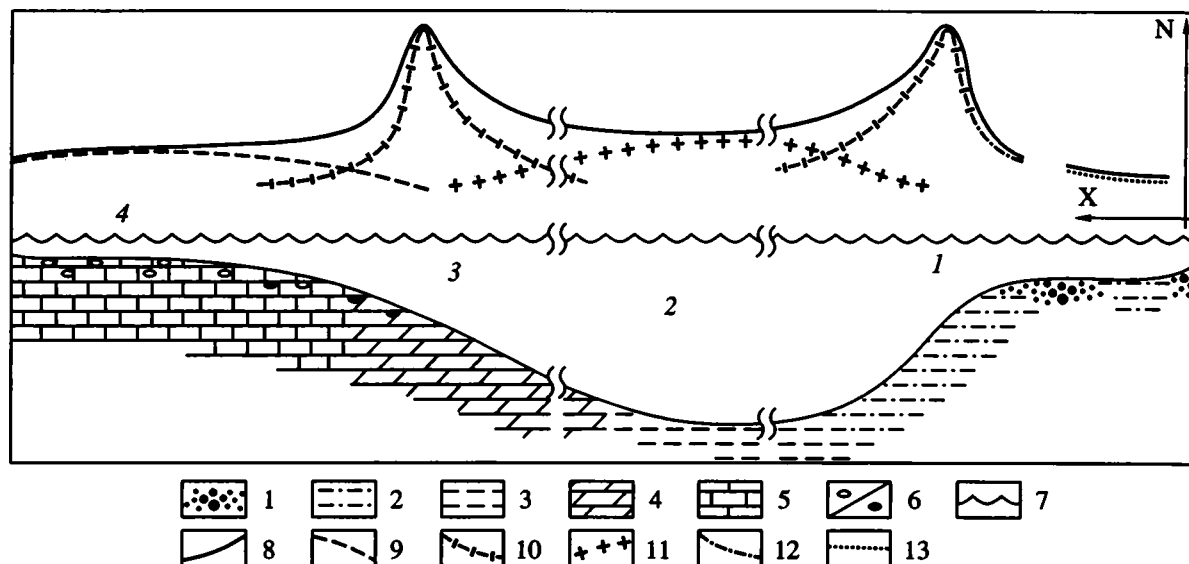


Рис. 6. Распределение главных палеоэкологических группировок микроорганизмов (N) по профилю (X) различных типов бассейнов.

1 - 5 – общий состав отложений; 1 – песчано-гравийные, 2 – песчано-глинистые, 3 – глинисто-алевритовые и глинистые, 4 – глинисто-карбонатные, 5 – карбонатные, 6 – ранне- и позднедиагенетические конкреции кремней; 7 – уровень моря; 8 - 13 – кривые систематического разнообразия; 8 – общая; ее составляющие палеоэкологические группировки микроорганизмов: 9 – мелководная карбонатных платформ, 10 – оптимальная (среднеглубинная), 11 – глубоководная, 12 – переходная, 13 – мелководная группировка бассейнов с силикокластической седиментацией.

Цифры на схеме (1 - 4) – типы бассейнов.

каждая из которых обладала своим особым систематическим составом, специфическим набором показательных морфотипов, определенным сочетанием планктонных и бентосных форм и расположением в палеобассейнах определенного типа. Это расположение контролировалось единым палеоэкологическим фактором – глубиной, а в опосредованной форме гидродинамической активностью среды, интенсивностью светового потока и др. (рис. 6).

Полученные результаты являются естественным продолжением исследований, проводимых многими специалистами по выявлению возможно более полной картины распределения древних организмов в окружающей их среде (см., напр., Ричардсон, 1984 и др.). Применительно к докембрию, в настоящее время общепринятой является упомянутая во введении к настоящей работе модель латерального распределения микрофоссилий Э. Нолла (Knoll, 1982, 1984; Knoll *et al.*, 1991; и др.). Однако, как видно из сказанного выше, эта модель по существу констатирует лишь наличие принципиальных различий мелководных и “оптимальных” группировок микрофоссилий в некоторых типах бассейнов (первого и третьего типа), оставляя вне поля зрения характерные особенности всех прочих группировок микроостатков в этих и других бассейнах. Одним из важных следствий упомянутой модели Э. Нолла является вывод о различных темпах эволюционных преобразова-

ний обеих названных группировок и, следовательно, о несопоставимости их биостратиграфического потенциала. Этот потенциал обычно считается минимальным у мелководных бентосных группировок прокариот карбонатных платформ и максимальным у планктонных существенно эукариотных сообществ открытоморских бассейнов. Наши данные позволяют рассмотреть указанную проблему в несколько ином свете.

Сравнение мелководных и “оптимальных” группировок позволяет сделать два важных вывода. 1. В составе обеих этих группировок по существу безраздельно господствуют остатки фототрофных организмов и нет ощутимых следов гетеротрофов, которые могли избирательно уничтожать отдельных представителей того и другого сообщества. Следовательно, конкуренция их членов за ресурсы окружающей среды могла носить только пассивный (косвенный) характер, а элиминация тех или других форм могла быть только случайной. 2. Обе рассматриваемые группировки оказались приуроченными к достаточно узким зонам палеосреды со специфическими условиями обитания. Поэтому можно думать, что обе группировки оказались “запертыми” в своеобразных эволюционных ловушках, причем “оптимальные” – особенно жестко. В подобных случаях у современных и ископаемых организмов наблюдается стабилизация их эволюционных возможностей, теряется способность к пластичности преобразований,



скорость эволюционных изменений резко замедляется, и популяции переходят к узкой специализации (Старобогатов, 1985).

Оценивая с этих позиций "оптимальные" группировки, с которыми обычно связывают главные эволюционные преобразования в докембрийской биосфере, необходимо отметить следующее. Несмотря на достигнутое этими группировками несомненное биологическое разнообразие, они оказались в эволюционном тупике; появление первых же более активных и менее специализированных организмов (в особенности животных) нарушило уникальность данного биотопа и обрекло населяющую его биоту на исчезновение.

Замедленный характер появления морфологических новаций у представителей "оптимальных" группировок и почти полное отсутствие этих новаций у представителей мелководных – это неоспоримый факт, который наблюдается как у планктонных, так и у бентосных их составляющих. Достаточно сказать, что во всей рифейской истории среднесибирских и южноуральских палеобассейнов фиксируется лишь два или три стратиграфических уровня проявления таких изменений микробиот, которые могут трактоваться как эволюционные (Стратотип..., 1982; Вейс, 1986; 1988; Пятилетов, 1988; и др.) и которые фиксируются в "оптимальных" фациально-экологических группировках ОМ. В этой связи существенно, что с точки зрения современных макроэволюционных построений, наиболее благоприятным биотопом для существования эволюционно пластичных форм являются пограничные участки экологически разнородных зон. В нашем случае в качестве таких пограничных ареалов могут рассматриваться проксимальные ограничения "оптимальных" зон. Именно здесь могли существовать организмы (как автотрофные, так и гетеротрофные), которые не были стеснены в своих эволюционных возможностях и обладали способностью к быстрому прогрессу. Эти последние и явились, видимо, тем биологическим субстратом, который обеспечил широкую дивергенцию живого мира в более позднее время. Поиск остатков этих предполагаемых организмов должен быть отнесен к первоочередным задачам докембрийской микробиологии.

В заключение статьи отметим следующее. Рассматривая фациально-экологические группировки рифейских микроорганизмов, мы сосредоточили внимание на их латеральном распределении в позднепротерозойских палеобассейнах и не касались хронологического аспекта их размещения. Между тем, более широкий сравнительный анализ состава и палеоэкологической приуроченности разновозрастных докембрийских биот не оставляет сомнения, что структура их пространственного распределения испытывала направленные изменения во времени. Подробному анализу этого феномена будет посвящена отдельная ста-

тья. Здесь же подчеркнем, что описанная выше достаточно сложная структура фациально-экологического распределения определенных биот была сформирована лишь в рифее. Она несомненно существовала около 1100 - 1000 млн. лет тому назад (безыменная и тоттинская свиты), но уточнение времени ее становления требует дополнительных исследований.

Настоящая работа была завершена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 93-05-9403. Авторы выражают искреннюю благодарность М.А. Семихатову, который много сделал для постановки наших исследований и способствовал завершению статьи, а также М.Б. Бурзину и М.А. Федонкину, которые сделали ценные замечания при обсуждении наших материалов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бурзин М.Б.* Древнейший хитридиомицет (*Mycota, Chytridiomycetes incertae sedis*) из верхнего венда Восточно-Европейской платформы // Фауна и экосистемы геологического прошлого. М.: Наука, 1992. С. 21 - 33.
- Бурзин М.Б.* Микробные бентосные сообщества позднего венда // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 282 - 293.
- Вейс А.Ф.* Микрофоссилии в стратиграфии верхнего докембрия Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири // Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1986. 20 с.
- Вейс А.Ф.* Микрофоссилии рифея и венда Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 47 - 64.
- Вейс А.Ф., Семихатов М.А.* Нижнерифейская омахтинская ассоциация микрофоссилий Восточной Сибири: состав и условия формирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 5. С. 36 - 55.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.* Микрофоссилии рифея и венда Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 114 - 130.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю.* Зависимость систематического разнообразия комплексов органостенных микрофоссилий рифея от условий их формирования (на примере безыменной свиты Туруханского района) // Эко-системные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. М.: Недра, 1994. (в печати).
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.* Микробиоты керпильской серии сибирского гипостратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. № 1. С. 1 - 17.
- Голованов Н.П.* Строматолиты верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия // Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. С. 60 - 89.
- Головенко В.К., Белова М.Ю.* Докембрийские микроорганизмы в кремнях Анабарского поднятия // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261. № 3. С. 713 - 715.
- Головенко В.К., Белова М.Ю.* Рифейские микробиоты в кремнях из билляхской серии Анабарского поднятия // Палеонтол. журн. 1984. № 4. С. 23 - 32.

- Головенко В.К., Белова М.Ю.* Рифейская микрофлора в кремнях из малгинской свиты Юдомо-Майского прогиба // Палеонтол. журн. 1986. № 2. С. 92 - 96.
- Головенко В.К., Белова М.Ю.* Микрофоссилии в кремнях из сухотунгусинской свиты рифея Туруханского поднятия // Докл. АН СССР. 1992. Т. 323. № 1. С. 114 - 118.
- Головенко В.К., Белова М.Ю.* Микрофоссилии в кремнях из рифейских отложений Туруханского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 51 - 62.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р. и др.* Rb-Sr и K-Ar возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 17 - 32.
- Заварзин Г.А.* Бактерии и состав атмосферы // М.: Наука, 1984. 199 с.
- Злобин М.Н., Голованов Н.П.* Стратиграфический очерк верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. С. 6 - 20.
- Комар Вл.А.* Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение // М.: Наука, 1966. 122 с.
- Комар Вл.А.* Новые данные о корреляции рифейских отложений Урала и Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 10. С. 30 - 36.
- Комар Вл.А.* Строматолиты в корреляции опорных разрезов рифея Сибири и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 3 - 15.
- Кондратьева Н.В.* Морфогенез и основные пути эволюции гормонониевых водорослей // Киев: Наукова думка, 1975. 302 с.
- Крылов И.Н.* Строматолиты рифея и фанерозоя СССР // М.: Наука, 1975. 243 с.
- Микрофоссилии докембрия СССР // Л.: Наука, 1988. 352 с.
- Петров П.Ю.* Условия осадконакопления нижних свит рифея Туруханского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993а. № 2. С. 55 - 66.
- Петров П.Ю.* Строение и обстановки осадконакопления безыменской свиты рифея Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993б. № 5. С. 20 - 32.
- Покровский Б.Г., Виноградов В.И.* Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245 - 1250.
- Пятилетов В.Н.* Микрофоссилии позднего докембрия Учуро-Майского района. Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 162 с.
- Ричардсон Дж.Б.* Палинология, фашии и корреляции среднего палеозоя // Стратиграфия. 27 МКГ. С. 01. Доклады. Т. 1. С. 159 - 169.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 221 с.
- Семихатов М.А., Аксенов Е.Н., Беккер Ю.Р. и др.* Общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия СССР // Тез. докл. II Всес. совещ. "Общие вопросы расчленения докембрия СССР". Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд), 1990. С. 3 - 10.
- Сергеев В.Н.* Окремненные микрофоссилии рифея Анабарского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 35 - 50.
- Серебряков С.Н.* Особенности формирования и размещение рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Старобогатов Я.И.* Проблема видообразования // Итоги науки и техники. Серия "Общая геология". М. 1985. Т. 20. 94 с.
- Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 176 с.
- Тимофеев Б.В., Герман Т.Н., Михайлова Н.С.* Микрофоссилии докембрия и ордовика. Л.: Наука, 1976. 107 с.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С.* Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25 - 33.
- Чебанов С.В.* Насущные проблемы палеоальгологии докембрия // Актуальные проблемы современной альгологии. Тез. докл. I Всес. конф. Черкассы, сент. 1987. Киев: Наукова думка, 1986. С. 195 - 196.
- Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий сибирской платформы // Новосибирск: Наука, 1991. С. 185.
- Якишин М.С.* Водорослевая микробиота нижнего рифея Анабарского поднятия (котуйканская свита) // Новосибирск: Наука, 1991. 61 с.
- Янкаускас Т.В., Козлова Е.В., Козлов В.И.* Тюльменская микробиота среднего рифея Южного Урала // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 2. С. 419 - 421.
- Aigner T.* Storm depositional Systems. Springer-Verlag. 1985. 174 p.
- Grotzinger J.P.* Cyclicity and paleoenvironmental dynamics, Rocknest platform, northwest Canada // Bull. Geol. Soc. America. 1986. V. 97. № 10. 174 p.
- Grotzinger J.P.* Facies and evolution of Precambrian depositional systems: Emergence of the Modern Platform archetype // Control on carbonate platform and Basin Development. Publ. SEPM Spec. 1989. № 44. P. 79 - 106.
- Hofmann H.J.* Precambrian microflora, Belcher Islands, Canada: significance and systematics // J. Paleontol. 1976. V. 50. № 6. P. 1040 - 1071.
- Horodyski R.J.* Middle Proterozoic shale facies microbiota from the lower Belt Supergroup, Little Belt Mts., Montana // J. Paleontol. 1980. V. 54. № 4. P. 649 - 663.
- Knoll A.H.* Microfossil-based biostratigraphy of the Precambrian Hecla Hock sequence, Nordaustlandet, Svalbard // Geol. Mag. 1982. V. 119. № 3. P. 269 - 279.
- Knoll A.H.* Microbiota of the Late Precambrian Hynnberg formation, Nordaustlandet, Svalbard // J. Paleontol. 1984. V. 58. № 1. P. 131 - 162.
- Knoll A.H., Golubic S.* Anatomy and taphonomy of a Precambrian algae stromatolite // Precamb. Res. 1979. V. 10. P. 115 - 151.
- Knoll A.H., Sweet K., Mark J.* Paleobiology of a Neoproterozoic tidal flat/lagoonae the Draken Conglomerate Formation, Spitsbergen // J. Paleontol. 1991. V. 65. № 4. P. 531 - 570.

*Mendelson C., Schopf J.W.* Proterozoic microfossils from the Sukhaya Tunguska, Shorikha and Yudoma formation of the Siberian Platform, USSR // *J. Paleontol.* 1982. V. 56. № 1. P. 42 - 83.

*Oehler J.H.* Microflora of the H.Y.C. Pyritic Shele Member of the Barney Creek Formation (Mc Arthur Group), Middle Proterozoic of northern Australia // *Alcheringa.* 1977. V. 1. P. 315 - 349.

*Schopf J.W.* Biostratigraphic usefulness of stromatolitic precambrian microbiotas: a preliminary analysis // *Precamb. Res.* 1977. V. 5. P. 143 - 173.

*Schieber J.* The possible role of benthic microbial mats during the formation of carbonaceous shales in shallow Mid-Proterozoic basins // *Sedimentology.* 1986. V. 33. № 4. P. 521 - 536.

*Schieber J.* Significance of styles of epicontinental shale sedimentation in the Belt basin, Mid-Proterozoic of Montana, USA // *Sediment. Geol.* 1990. V. 69. № 3/4. P. 297 - 312.

*Semikhatov M.A.* General problems of Proterozoic stratigraphy in the USSR // *Soviet Scientific Rev., Section B. Geology Reviews, Harwood Acad. Publ.* 1991. 189 p.

*Vidal G., Knoll A.H.* Proterozoic Plankton // *Geol. Soc. Amer. Memoir.* 1983. V. 161. P. 265 - 277.

*Vidal G., Nystuen J.P.* Micropaleontology, depositional environment and biostratigraphy of the Upper Proterozoic Hedmark Group, southern Norway // *Amer. J. Sci.* 1990. V. 290A. P. 170 - 211.

Рецензенты М.Б. Бурзин, М.А. Федонкин

УДК 551.793:551.736.3(571.5)

## СЛЕДЫ ПОЗДНЕПЕРМСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА РЕКЕ КОЛЫМЕ: ОТЗВУК ГОНДВАНСКИХ ОЛЕДЕНЕНИЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИИ?

© 1994 г. Н. М. Чумаков

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 14.10.93 г.

В бассейне верхнего течения р. Колымы широко распространены верхнепермские диамикты атканской свиты. В их формировании участвовали не только сезонные морские льды, как предполагалось ранее, но также айсберги и, возможно, шельфовые ледники. Об этом свидетельствует сложное строение разрезов диамиктов, присутствие в некоторых из них галек и валунов, подвергшихся длительной ледниковой обработке, неравномерная и в среднем сравнительно низкая окатанность камней, присутствие образований, напоминающих тилловые пеллеты. Данные диамикты могут быть квалифицированы как дистальные марино-гляциальные, хотя нельзя исключить возможность того, что среди них присутствуют и проксимальные марино-гляциальные пачки. В целом диамикты атканской свиты представляют ледово-морские и ледниково-морские отложения, частично переработанные подводными оползнями, обломочными и мутьевыми потоками. Обнаруженные в атканской свите марино-гляциальные отложения являются первой находкой ледниковых отложений в пределах верхнепалеозойского северного полушария, которая подтверждена достаточно надежными диагностическими признаками. Эта находка показывает, что степень верхнепалеозойской климатической асимметрии относительно экватора была несколько меньшей, чем казалось ранее, однако она не снимает проблемы климатической асимметрии полностью и, более того, последняя, возможно, дополняется проблемой возрастной асимметрии верхнепалеозойских оледенений.

### ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о том, каким был климат в северном полушарии во время великого гондванского оледенения важен с двух точек зрения: для понимания позднепалеозойских климатических и биотических событий и для выяснения масштабов и причин асимметричного расположения пермских климатических поясов относительно экватора. Асимметрия позднепалеозойских климатических поясов бросается в глаза (рис. 1). Имеются резкие качественные и количественные различия в распространении позднепалеозойских индикаторов холодного климата в южном и северном полушариях Земли. В южном позднепалеозойском полушарии ледниковые отложения, континентальные и марино-гляциальные, были широко распространены на всех гондванских материках, в том числе в районах, которые находились в пермское время около 30° ю.ш. (Hambrey *et al.*, 1981; и др.). В северном полушарии лишь для северо-восточной Азии, располагавшейся в высоких пермских широтах, имеются некоторые указания на собственно ледниковые отложения: континентальные (Гусев, Флейшман, 1938; Андрианов, Андрианова, 1962), переработанные континентальные (Хоментовский, 1948; Кравчинский, 1969; Павлов, 1980; Павлов и др., 1993) и марино-гляциальные (Андрианов, Андриа-

нова, 1962). В основном же в этом регионе отмечается широкое развитие ледово-морских отложений (Бобин 1940; Калугин, 1958; Андрианов, 1966, 1985; Андрианов, Андрианова, 1962; Михайлов и др., 1970; Устрицкий, Яшвиц, 1971; Эпштейн, 1972а, 1973; Кашик и др., 1990; см. также табл. 1). Аргументация, приводимая в подтверждение этих представлений, во многих случаях была недостаточной и ограничивалась указаниями на неотсортированные тиллитоподобные породы и эрратические обломки, среди которых изредка отмечались штрихованные. Характеристики последних, текстурного и фациального анализа отложений, как правило, не приводилось. Поэтому и в ледовом, и в ледниковом происхождении упомянутых образований многие исследователи сомневаются (Межвилк, 1956; Вихерт, 1957; Булгакова, 1967; Белозерцева, Силчев, 1973; Умитбаев, Вельдяков, 1977; Ганелин, 1984; Бяков, Ведерников, 1990; и др.). У некоторых авторов, указывавших на ледовые и ледниковые отложения, по-видимому, тоже были определенные сомнения относительно их генезиса, поскольку, число упомянутых ледовых и ледниковых горизонтов в последующих их публикациях постепенно сокращалось (табл. 1).

Верхнепермская атканская свита юга Яно-Колымской складчатой области и прилегающей части

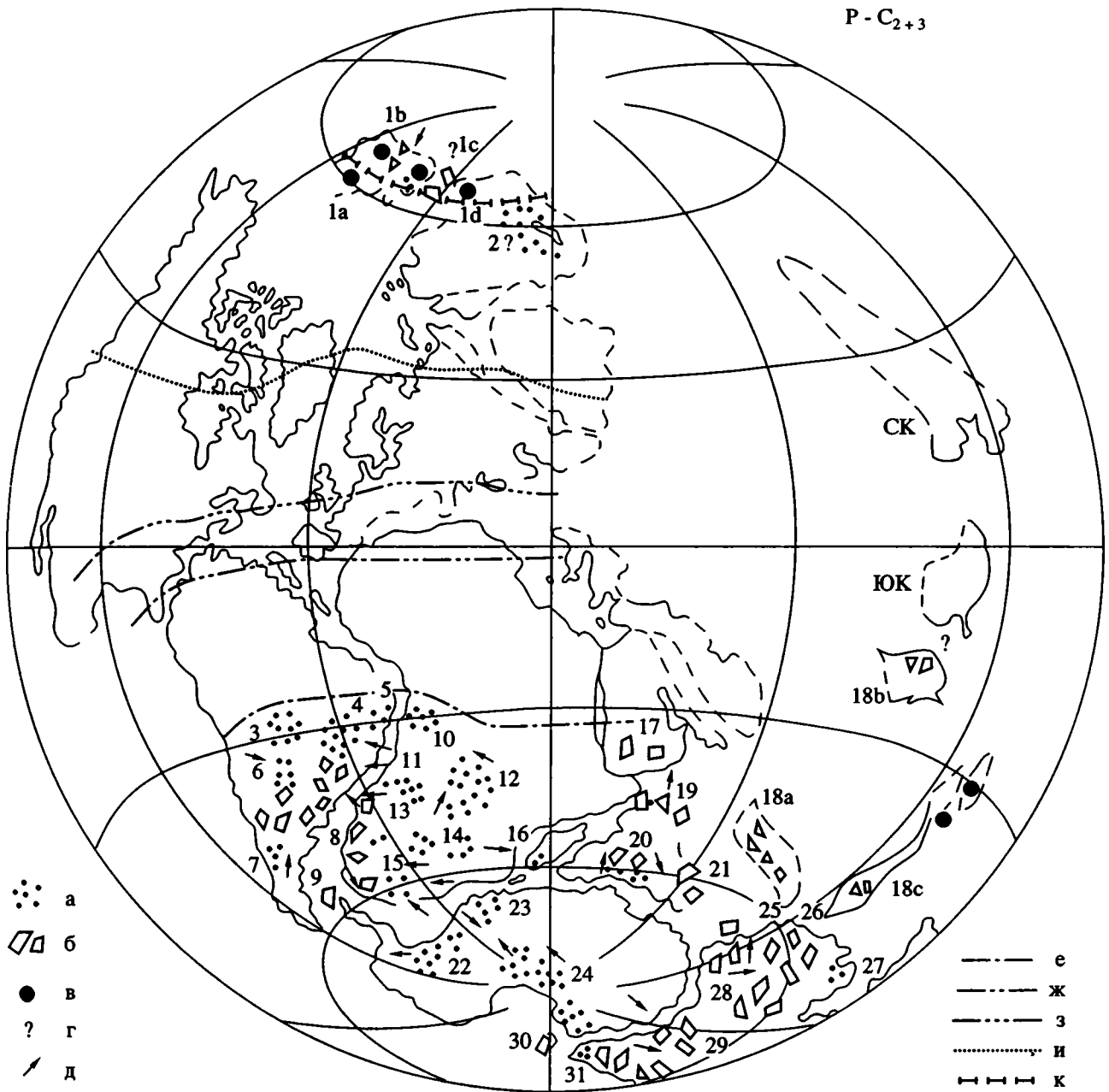


Рис. 1.

Охотского массива представляется одним из ключевых объектов для решения подобных разногласий. Эта свита является важным маркирующим горизонтом на данной территории и прослежена на площади, которая имеет размеры примерно  $300 \times 400$  км. Свита входит в гижигинский региональный стратиграфический горизонт, который относится к казанскому (Ганелин, Котляр, 1984; Бяков, Ведерников, 1990) или основанию татарского яруса перми (Кашик и др., 1990). Литология свиты была детально изучена О.Г. Эпштейном (1972а; 1973), который отстаивал представления о ее ледово-морском происхождении. Наши иссле-

дования по р. Аян-Урх и в верхнем течении р. Колымы, на участке от пос. Аян-Урх до устья р. Дусканьи (рис. 2), позволяют считать, что кроме ледово-морских отложений в составе атканской свиты присутствуют также марино-гляциальные отложения.

#### ДИАМИКТЫ АТКАНСКОЙ СВИТЫ

На изученном участке рассматриваемая свита имеет мощность от 400 до 500 м и по данным О.Г. Эпштейна (1973) подразделяется на три части: нижнюю (130 - 230 м) и верхнюю (200 - 225 м),

Рис. 1. Асимметрия признаков холодного климата в позднем палеозое.

а – континентальные ледниковые отложения; б – марино-гляциальные и континентальные ледниковые отложения; в – ледово-морские отложения; г – предположительно ледниковые отложения; д – главные направления движения ледников; е – граница максимального распространения раннепермских позднекарбонных ледниковых отложений Гондваны на север (северная граница южного холодного пояса); ж – граница экваториального гумидного пояса и южного аридного пояса в конце карбона – начале перми; з – граница экваториального гумидного пояса и северного аридного пояса в то же время; и – граница северного аридного и умеренного поясов в конце карбона – начале перми; к – приблизительная южная граница северного холодного пояса. Палеогеографическая реконструкция континентов – Храмов и др., 1982, с изменениями для Восточной и Юго-Восточной Азии по Scotese and McKerrow, 1990. Климатические пояса – Чумаков, 1987 (с дополнениями).

Цифры на схеме: Ia – предполагаемые ледово-морские отложения среднего карбона и верхней перми на Омолонском массиве и в бассейне средней Колымы (Устрицкий, Явщик, Михайлов и др., 1970; Кашик и др., 1990); Ib – ледово-морские (Калугин, 1958; Эпштейн, 1972а) и марино-гляциальные (данная работа) отложения верхней перми Аян-Урхского антиклинория и Охотского массива; Ic – ледово-морские верхнепермские отложения и предполагаемые марино-гляциальные и континентальные ледниковые нижнепермские – карбонные отложения Западного Приверхоянья (Андрианов, Андрианова, 1962; Андрианов, 1966; 1985); Id – предполагаемые ледово-морские отложения среднего карбона Юдомского района (Бобин, 1940); 2 – предполагаемые флювиогляциальные отложения среднего карбона Сибирской платформы (Павлов, 1980; Павлов и др., 1993) и возможные продукты переработки пермских континентальных ледниковых отложений (Хоментовский, 1948; Кравчинский, 1969; Павлов, 1980; Павлов и др. 1993); 3 – тиллиты Жаури и подразделение VII Центральной Бразилии (P – C); 4 – подсерия Итараре, бассейн Парана (C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>); 5 – свита Батинга, бассейн Сергипе–Алагос (C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>); 6 – свиты Тариджа (C<sub>2</sub>?), Чарата (C<sub>3</sub>), Хойада Верде (C<sub>2</sub>), Ансилта (C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>) и др. бассейнов Калингаста–Успаллата, Паганзо, Байо де Велиз и др.; 7 – серия Телуел (C<sub>2</sub>) Центральнопаатагонский бассейн; 8 – свита Саусе Гранде (C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>), Аргентина и безымянные слои P<sub>2</sub>, шельф Аргентины; 9 – тиллит Лафониян (C<sub>2</sub> – P<sub>1</sub>), Фолклендские (Мальвинские) о-ва; 10 – серия Нгхом (C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>), Габон; 11 – серия Лутое (?C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>), сев. Ангола; 12 – тиллиты Лукуга (P<sub>1</sub>), бассейн Конго; 13 – серия Двайка (C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>) Намибии и Ботсваны; 14 – серия Тилитика (C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>) Мозамбика; серия Двайка (C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>) Зимбабве; 15 – серия Двайка (C<sub>2</sub> – P<sub>1</sub>) бассейн Карру; 16 – серия Сакоа (P), Мадагаскар; 17 – тиллиты в песчаниках Вайжд (C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>), Йемен; свита Хауши (C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>), Оман; 18а – марино-гляциальные нижнепермские – верхнекаменноугольные отложения Тибета (Gao, 1986; Yu Ziyue, 1989); 18б – предположительно марино-гляциальные отложения верхнепермского – нижнекаменноугольного возраста Индосинийского массива (о-в Хайнань – Yu Ziyue, 1989). 18с – марино-гляциальные и ледово-морские отложения нижней перми – верхнего карбона Синобирманского блока (Hambrey *et al.*, 1981; Gao, 1986; L. Frakes – устное сообщение, 1992); 19 – свита Тобра (P<sub>1</sub>) Соляного Кряжа; свиты Голабгарх (C<sub>3</sub>), Блайни (P<sub>1</sub> – C) и др. Кашмира и Малых Гималаев, Индия, свиты Тиничу и Лачи (P<sub>1</sub> – C?) Непала и Сиккима; 20 – свита Талчир (C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>), Индостан; 21 – свиты Гару, Рангит и др. (C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>) Бутан, Ассам; 22 – конгломераты Уайтаут (P<sub>1</sub>?), горы Элсуэрт; 23 – алевриты Гале (D<sub>1</sub>? – P<sub>1</sub>), г. Пенсакола; серия Бекон (C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>), Земля Королевы Мод; 24 – тиллиты Буккей (P<sub>1</sub>), свита Пагода (C – P<sub>1</sub>), тиллиты Дарвин (C – P<sub>1</sub>) и тиллиты Метчел (P<sub>1</sub>) Трансантарктических гор; 25 – свита Лайонс (P<sub>1</sub>), Нангетти (P<sub>1</sub>), Стоктон (P<sub>1</sub>) Юго-Западной Австралии; 26 – группа Грант (C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>), свита Патермон (P<sub>1</sub>) прогиба Каннинг; 27 – слои Кип Инлет (P<sub>1</sub>) Северо-Западной Австралии; 28 – свита Патерсон (P<sub>1</sub>) прогиба Оффисер; 29 – свиты Буртана (P<sub>1</sub>), Мерримелиа (P<sub>1</sub>), Кроун Пойт (P<sub>1</sub>), Пурни (P<sub>1</sub>), слои Кейр-Джервис (P<sub>1</sub>) и др. Южной Австралии; 30 – тиллиты Виньярд (C<sub>3</sub> – ?P<sub>1</sub>), Стокерс (C<sub>3</sub> – ?P<sub>1</sub>) и Зиан (C<sub>3</sub> – P<sub>1</sub>), следы айсбергового разноса (C<sub>3</sub> – P<sub>2</sub>), Тасмания; 30 – свиты Колерайн (P<sub>1</sub>?), толща Бахус Марш (P<sub>1</sub>), конгломераты Вилд Дюк Крик (P<sub>1</sub>?) и др., Виктория; 31 – свиты Джое-Джое (C<sub>3</sub>), Каттл Крик (P<sub>1</sub>), Ингелара (P<sub>1</sub>), Пеаведди (P<sub>2</sub>), Квисленд; конгломераты Роки Крик (C<sub>2</sub>), конгломераты Спюн Крик (C<sub>2</sub>), свиты Куррабибула (C<sub>2,3</sub>), Кулллатине (C<sub>2,3</sub>), Маунт Джон-стоне (C<sub>2</sub>), Сихам (C<sub>3</sub>), Локинвар (P<sub>1</sub>), Алландейл (P<sub>1</sub>), Бранкстоун (P<sub>1</sub>), Мури (P<sub>1</sub> – P<sub>2</sub>), Милбринг (P<sub>2</sub>) и др., Восточная Австралия. СК – Северный Китай; ЮК – Южный Китай.

сложенные преимущественно диамиктами<sup>1</sup>, и среднюю – состоящую главным образом из алевритов и аргиллитов (60 – 130 м). О.Г. Эпштейн именуется эти части свиты горизонтами, а некоторые другие исследователи – подсвитами.

Верхний диамиктовый горизонт атканской свиты довольно полно вскрыт в береговых обнажениях левого берега р. Аян-Урх и р. Колымы, в районе устья р. Кулу (рис. 2 и 3, обнажения 5 и 6),

<sup>1</sup> В литературе эти породы известны под местными названиями “пятнистые сланцы”, “рябчики” (Калугин, 1958; и др.) или под более общими наименованиями – гальковые аргиллиты (Эпштейн, 1972а) и диамиктиты (Бяков, Ведерников, 1990). В связи с тем, что термин гальковые аргиллиты не совсем точен, а термин диамиктит разными авторами понимается по-разному, мы предпочитаем использовать для обозначения пород, подобных атканским “рябчикам”, термин “диамикт” (Harland *et al.*, 1966). Это понятие и термин обнимают все обломочные осадки и породы, содержащие в относительно мелкозернистой основной массе (матрикс) рассеянные крупные обломки (именуемые камнями или фенокластами).

а нижний – на том же берегу Колымы в 4 км ниже по течению. В этих обнажениях диамикты резко преобладают в составе и верхнего и нижнего диамиктовых горизонтов, слагая 75 – 95% их разрезов. Диамикты, как и другие породы атканской свиты, смяты в асимметричные складки и кливажированы. Интенсивность кливажа на изученном участке заметно возрастает к юго-востоку.

**Структура диамиктов.** Диамикты состоят из темно-серой, иногда почти черной, песчано-алевро-глинистой основной массы (матрикса) и небольшого количества рассеянных в ней несколько более светлых камней (гравия, гальки и валунов). Пятнистая окраска породы обусловила местные их наименования: “пятнистые сланцы” или “рябчики”. Среди диамиктов атканской свиты по текстурным признакам различаются две главных разновидности: массивные и тонко-неясно-слоистые (рис. 4). Состав матрикса тех и других довольно изменчив. Главным и наиболее постоянным его компонентом, по данным О.Г. Эпштейна,

Таблица 1. Указания на присутствие верхнепалеозойских ледово-морских (ЛМ), ледниковых континентальных (К) и марино-гляциальных (МГ) отложений на Северо-Востоке Азии

| Регион    | Литературный источник       | Районы                          | Стратиграфическое подразделение | Указанный возраст |                |                |                |                             | Предполагаемый генезис |    |    | Основные аргументы в пользу такого происхождения |   |   |
|-----------|-----------------------------|---------------------------------|---------------------------------|-------------------|----------------|----------------|----------------|-----------------------------|------------------------|----|----|--|---|---|
|           |                             |                                 |                                 | C <sub>2</sub>    | C <sub>3</sub> | P <sub>1</sub> | P <sub>2</sub> | Ярус                        | К                      | МГ | ЛМ |  |   |   |
| Верхоянье | Гусев, Флейшман, 1938       | С. Хараулах                     | Горизонт Ж                      |                   |                | ---            |                |                             |                        | +  |    |  | Шлифованное волнистое ложе  |   |
|           | Бобин, 1940                 | Ю. Верхоянье, Аллах-Юньский р-н | Аллахская свита (св.)           |                   |                | I              |                |                             |                        |    |    | +  | Диамикты с разноокатанными и эрратическими валунами, свежие полевые шпаты, холоднолюбивая фауна                                     |   |
|           | Калугин, 1958               | Охотско-Колымское междуречье    | Атканская св.                   |                   |                | ---            |                |                             |                        |    |    | +  | Рассеянные валуны и галька разнообразных пород  |   |
|           | Эпштейн, 1972а              | »                               | »                               |                   |                |                | I              | Казанский                   |                        |    |    | +  | Рассеянные хорошо окатанные эрратические обломки в неслоистом алевроглинистом матриксе; широкое распространение                     |   |
|           | Данная работа               | »                               | »                               |                   |                |                |                |                             |                        |    | +  | +  | Массивные и слоистые диамикты с разноокатанными эрратическими камнями, иногда с ледниковой штриховкой; друпстоуны; тилловые пеллеты |   |
|           | Андрианов, Андрианова, 1962 | 3. Верхоянье                    | Дулгалахская св.                |                   |                |                | I              | Верхи казанского            |                        |    | +  | +  | Диамикты, разноокатанные обломки, единичные – штрихованные  |   |
|           | »                           | »                               | Эчийская св.                    |                   |                | I              |                | Артинский                   |                        |    |    | +  | Диамикты с хорошо окатанными эрратическими обломками  |   |
|           | »                           | »                               | Кыгылтасская св.                |                   |                | I              |                | Ассельский                  | +                      | +  | +  | +  | Диамикты с разноокатанными эрратическими обломками; крупные глыбы, варвиты, холоднолюбивая фауна                                    |   |
|           | »                           | »                               | Учаганская св.                  |                   | ?              | ---            |                |                             |                        | +  |    | +  | +   | Глинистые осадки с крупными глыбами   |
|           | Андрианов, 1966             | »                               | Дулгалахская св., нижняя п/св.  |                   |                |                | I              | Верхи казанского            |                        |    |    |  | +   | Те же, что приведены в работе Андрианова и Андриановой (1962)   |
|           | »                           | »                               | Кыгылтасская св.                |                   |                | I              |                | Ассельско-сакмарский        |                        |    |    |  | +   | Те же, что приведены в работе Андрианова, Андриановой (1962) и кроме того штрихованные обломки, свежие обломки полевых шпатов |
|           | Андрианов, 1985             | »                               | Дулгалахская св., нижняя п/св.  |                   |                |                | н?м?           | Уфимский? верхи казанского? |                        |    |    |  | +   | Те же, что приведены в работе Андрианова и Андриановой (1962)   |

Таблица 1. (Окончание)

| Район               | Литературный источник              | Районы                                 | Стратиграфическое подразделение | Указанный возраст |                |                |                |                                     | Предполагаемый генезис |    |    | Основные аргументы в пользу такого происхождения   |
|---------------------|------------------------------------|--|---------------------------------|-------------------|----------------|----------------|----------------|-------------------------------------|------------------------|----|----|--|
|                     |                                    |  |                                 | C <sub>2</sub>    | C <sub>3</sub> | P <sub>1</sub> | P <sub>2</sub> | Ярус                                | К                      | МГ | ЛМ |  |
| Омолонский массив   | Михайлов и др., 1970               | Омолонский массив                      |                                 |                   |                |                | ┌              | Казанский                           |                        |    | +  | Диамикты с хорошо окатанными обломками   |
|                     | Устрицкий, Явщиц, 1971             | Омолонский массив и западнее           |                                 | ┌                 |                |                |                | У границы московского и башкирского |                        |    | +  | Неотсортированные, неслоистые диамикты с разноокатанными эрратическими обломками, выдержанные по простиранию   |
|                     | Кашик и др., 1990                  | Омолонский массив                      | Гижигинский горизонт            |                   |                |                | ┌              | Низы татарского                     |                        |    | +  | Диамикты с хорошо окатанными эрратическими крупными валунами, палеотемпературы, палеоширота, палеобиогеография |
| Сибирская платформа | Хоментовский, 1948                 | Ангаро-Ленский район                   | Основание тунгусской серии      |                   |                |                |                |                                     |                        | +  |    | Крупные эрратические валуны и галечники  |
|                     | Кравчинский, 1969                  | Сибирская платформа и ее ЮВ обрамление | »                               | ---               | ---            | ---            |                |                                     |                        |    |    | Валунные конгломераты, палеофации, высокие палеошироты, палеобиогеография                                      |
|                     | Павлов, 1980<br>Павлов и др., 1993 | Ангаро-Ленский район                   | Нижнеборулайская подсвета       |                   |                |                | --             |                                     |                        | +  |    | Разнозернистые пески с галькой, широкое их распространение: флювиогляциальные отложения                        |
|                     | »                                  | »                                      | Лапчанская свита                | ┌                 |                |                |                | Башкирский ярус                     |                        | +  |    | Несортированные породы с экзотической галькой и валунами (морена?)   |

Примечание. Обоснование возраста: ┌ — по руководящей фауне; --- по другой фауне и стратиграфическому положению.



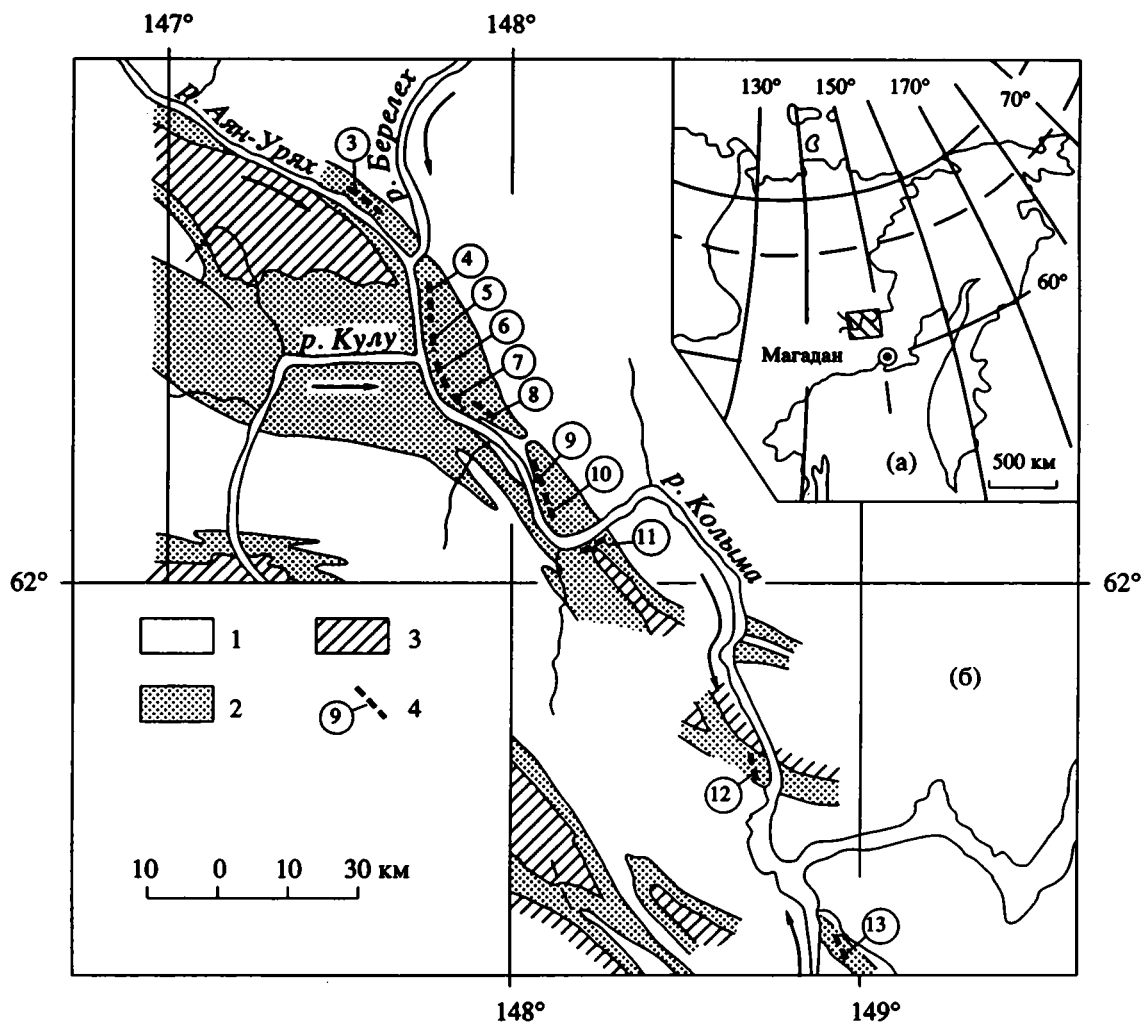


Рис. 2. (а) – Местонахождение района исследований; (б) – основные поля распространения атканской свиты в верховьях р. Колымы и изученные обнажения.

1 – породы более молодые, чем атканская свита; 2 – атканская свита; 3 – отложения более древние, чем атканская свита; 4 – изученные обнажения и их номера.

является гидрослюдистое глинистое и кремнистое вещество, суммарное содержание которого колеблется от 30 до 80%. Содержание алевритовой и песчаной фракций подвержено еще большим изменениям (от 3 до 30% и от 10 до 40% соответственно). Тонко-неяснослоистые диамикты отличаются обычно более глинистым составом матрикса, а массивные – более песчаным.

Концентрация камней в диамиктах по визуальной оценке с помощью таблиц М.С. Швецова (1954) колеблется обычно от долей процента до 3%. В массивных диамиктах она возрастает иногда до 5 - 10% и очень редко превышает 15 - 20%. Среди камней преобладают гравий и мелкая галька. Более крупная галька и мелкие валуны встречаются редко; средние валуны – единичны. Самые большие валуны, встреченные в изученных разрезах, достигали 35 - 45 см в длину. Тонко-неяснослоистые диамикты, как правило, отличаются

меньшей концентрацией и меньшими размерами камней (рис. 4).

*Окатанность, поверхность и состав камней.* Окатанность камней в диамиктах различная и заметно меняется по разрезу. Многие диамикты содержат, как отмечалось ранее (Эпштейн, 1972а), главным образом, хорошо окатанные обломки (3 - 4 балла в пересчете на 5-ти балльную шкалу; Хабакова, 1946). В других пачках и пластах окатанность камней, по нашим наблюдениям, бывает не столь высокой и среди них численно преобладают полуокатанные гальки и валуны (окатанность – 2 балла), которые составляют около 70% камней (табл. 2). Объемное или весовое содержание последних значительно выше, так как к полуокатанным относятся, как правило, наиболее крупные камни (рис. 5). Хорошо окатанные (3 балла) и очень хорошо окатанные (4 балла) гальки содержатся здесь в небольшом количестве

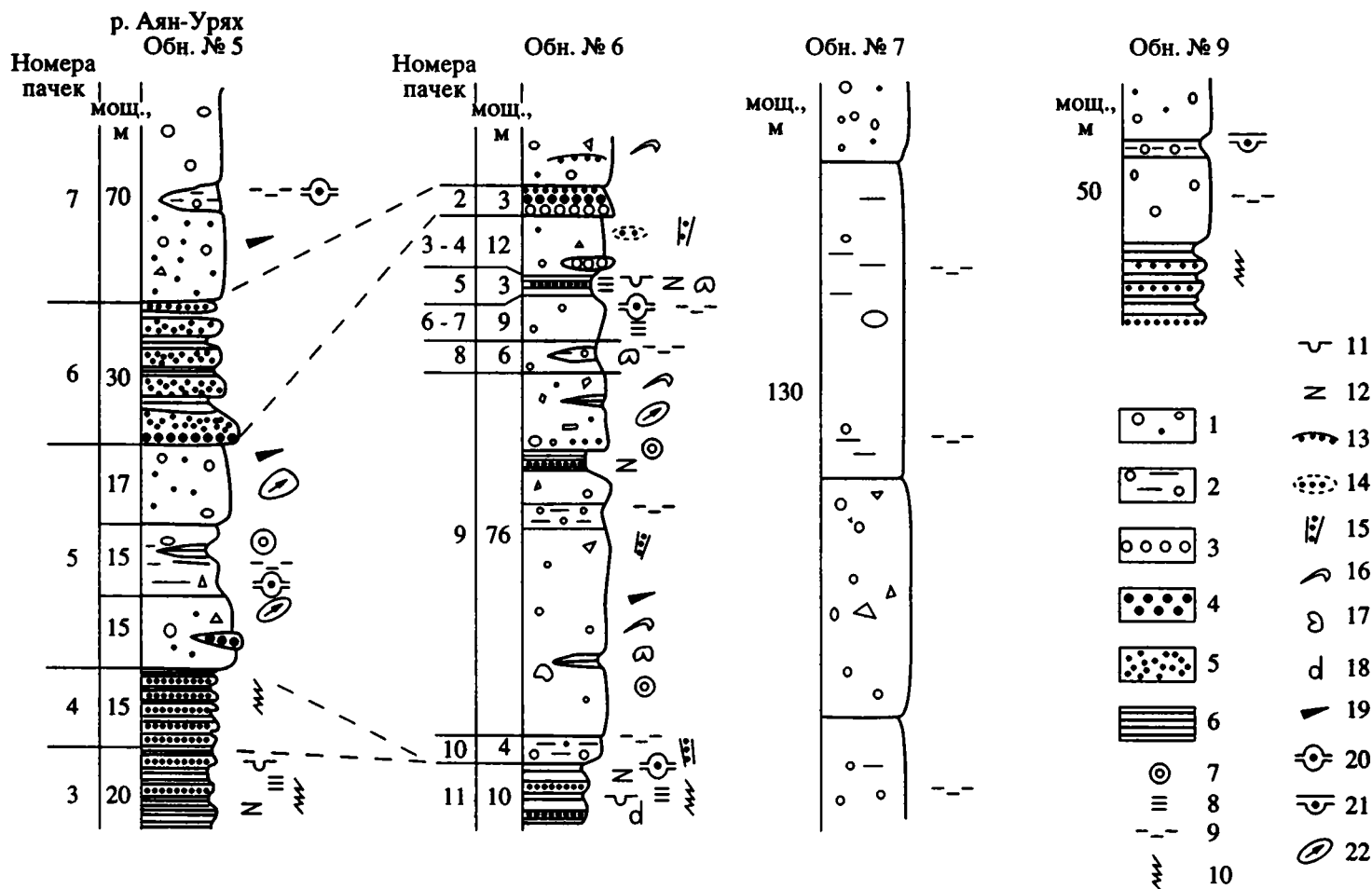


Рис. 3. Типичные разрезы атканской свиты:

Обнажение 5 (левый берег р. Аян-Урях, в 3 км выше устья р. Кулу); обнажение 6 (левый берег р. Колымы, 1,5 км ниже устья кл. Быстрый); обнажение 7 (левый берег р. Колымы, 5 км выше ключа Чайный); обнажение 9 (левый берег р. Колымы, 1 км выше устья р. Ухомыгт). 1 – массивные диамикты; 2 – слоистые диамикты; 3 – конгломераты; 4 – гравелиты; 5 – песчаники; 6 – алевролиты и аргиллиты; 7 – карбонатные конкреции; 8 – тонкая слоистость; 9 – неотчетливая слоистость; 10 – ритмично-слоистые пачки; 11 – знаки нагрузки; 12 – подводнооползневые структуры; 13 – тонкие линзы песчаников и гравелитов; 14 – крупные блоки слоистых пород; 15 – секущие тела и линзы гравелитистых песчаников; 16 – пластично деформированные фрагменты пластов песчаников и сланцев; 17 – оползневые рулеты; 18 – текстуры обезвоживания; 19 – плитчатые обломки аргиллитов и алевролитов; 20 – одиночные камни, рассеянные в слоистых породах (“лоунстоуны”); 21 – упавшие камни (“дропстоуны”) – то же, но с зафиксированными деформациями падения на дно; 22 – валуны и гальки со следами ледниковой обработки.



Рис. 4. Тонко неяснослоистые диамикты атканской свиты. Вверху видна белая мелкая галька известняка (р. Аян-Урях, обн. 4).

(15 - 20% и 0 - 10% соответственно). Кроме того, нередко присутствуют в разной степени окатанные и затем расколотые гальки с острыми или слабо сглаженными новообразованными краями (несколько процентов). Средняя окатанность камней, которые удалось извлечь из двух пачек массивных диамиктов, составляет 2.2 и 2.3 балла (табл. 2). Цифры эти, как уже отмечалось, по-видимому, существенно завышены из-за того, что основаны на частоте встречаемости камней, а не на весовых или объемных долях. К тому же хорошо окатанные гальки легче извлекаются из матрикса и поэтому чаще попадают в выборки.

В массивных диамиктах в трех местах (рис. 3) найдены камни с субпараллельной разновеликой штриховкой на уплощенных гранях (рис. 6). Штриховка, как правило, является продольной, параллельной длинной оси камня. Длина штрихов меняется от нескольких до 40 и более миллиметров, ширина – от долей миллиметра до 1.5 мм, а глуби-

на – от 0.1 до 0.5 мм. Штрихи в некоторых случаях не строго параллельны и пересекаются под острым углом. Эти системы штрихов явно возникли до того, как обломки попали в осадок, так как местами штрихи перекрыты остатками мелкозернистого матрикса, заполняющего царапины и плотно сцементированного с поверхностью обломка (рис. 6а). Штрихованные поверхности не совпадают с плоскостями кливажа, развитого в матриксе, а иногда перпендикулярны к ним. К тому же штрихованные поверхности лишены характерных для плоскостей тектонического скольжения полировки и занозистости; между ними и матриксом не наблюдается никаких разрывов сплошности, и поэтому они не могут рассматриваться как результат тектонического скольжения. В некоторых случаях очевидно, что штриховка и несущие ее грани возникли в результате очень длительного истирания разнородным абразивом поверхностей камней, находившихся в фиксированном

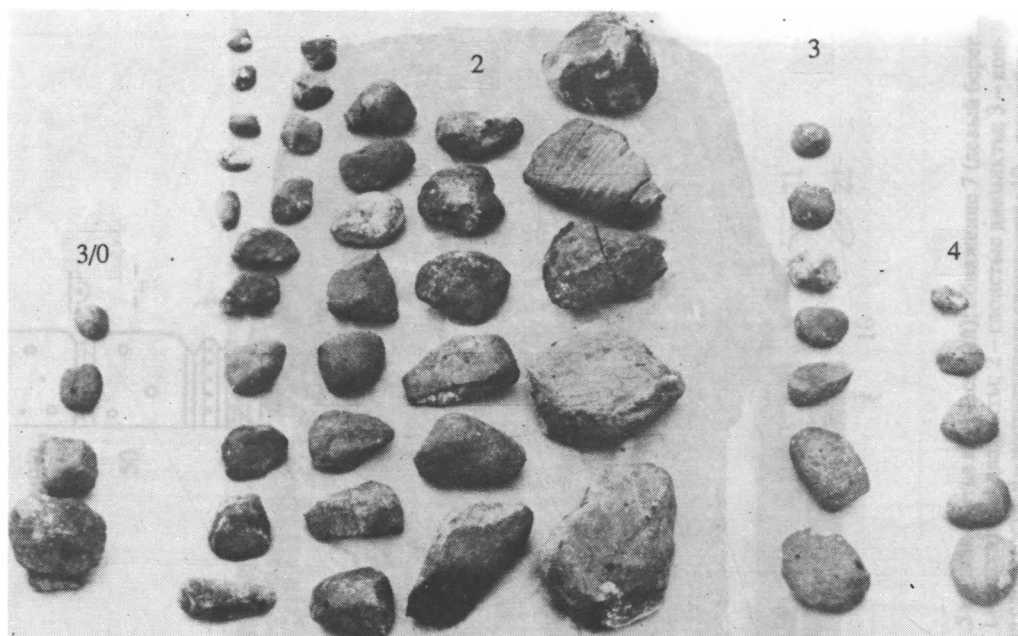


Рис. 5. Распределение галек и валунов из диамиктов по классам окатанности (цифры сверху – баллы окатанности по Хабакову, 1946); р. Колыма, верхнеатканский горизонт, обн. 6, пачка 9. Самый крупный камень 11 см длиной.

положении. На это указывает то, что иштригованные новообразованные грани срезают часть ранее окатанных галек (рис. 6а и 6б). Судя по форме и субпараллельной ориентировке штрихов, относительное движение абразирующих частиц было поступательным и происходило в одном направлении; продукты истирания с поверхности грани при этом уносились, а не скапливались периодически в бороздах, как бывает при тектонических перемещениях, создающих хорошо известную “занозистость” на плоскостях тектонического скольжения. Перечисленные выше признаки и особенно новообразованные (наложенные) грани с системами субпараллельных штрихов свидетельствуют о ледниковой обработке обломков, по-

скольку следы абразивного воздействия сезонных льдов на камнях прибрежной зоны имеют менее упорядоченный характер (Dionne, 1973). Это может объясняться меньшей длительностью (сезонностью) каждого эпизода ледовой абразии, непостоянством направлений движения льдов в течение каждого эпизода, волновой шлифовкой и перемещением самих объектов абразии на пляже во время летнего сезона. Обнаруженные в атканской свите камни с наложенными гранями до того, как попасть в осадок, были очевидно заморожены в мореносодержащий лед или впрессованы в донную морену и обрабатывались при длительном ламинарном течении мореносодержащего льда вблизи основания ледника. Важно отметить, что

Таблица 2. Окатанности камней в массивных диамиктах, содержащих штрихованные гальки и валуны (в баллах по шкале А.В. Хабакова, 1946)

| Местонахождения<br>выборки              | Общее количество камней | Распределение камней по окатанности |   |    |    |    |                  |      | Средняя окатанность<br>в выборке |
|---|-------------------------|-------------------------------------|---|----|----|----|------------------|------|----------------------------------|
|   |                         | 0                                   | 1 | 2  | 3  | 4  | расколотые камни |      |                                  |
|   |                         |                                     |   |    |    |    | 3/0*             | 3/1* |                                  |
| Обнажение № 5<br>(пачка 5), р. Аян-Урях | 28                      | –                                   | – | 20 | 6  | –  | –                | 2    | 2.2                              |
|   | 100%                    | –                                   | – | 72 | 21 | –  | –                | 7    | 55.4                             |
| Обнажение № 6<br>(пачка 9), р. Колыма   | 50                      | –                                   | – | 34 | 7  | 5  | 4                | –    | 2.3                              |
|   | 100%                    | –                                   | – | 68 | 14 | 10 | 8                | –    | 57.5                             |

\*Примечание. Окатанность расколотых галек обозначается дробью, числитель которой указывает на первоначальную их окатанность, а знаменатель – на окатанность вновь образованных краев. Общая окатанность расколотых галек берется, как средняя между числителем и знаменателем.

штрихованные гальки и валуны обнаружены в тех массивных диамиктах, которые характеризуются низкой окатанностью камней (нижняя и верхняя части пачки 7 обнажения 5 на СВ крыле антиклинали и верхняя часть пачки 9 обнажения 6). Это подкрепляет вывод о том, что камни с новообразованными абразивными гранями имеют ледниковое, а не ледовое происхождение.

Обломки, рассеянные в диамиктах атканской свиты, по данным О.Г. Эпштейна (1972а), весьма

разнообразны по составу и в большинстве своем были принесены издалека, на сотни километров от их источников. Основным источником камней этот автор считает кислые и средние вулканогенные породы девонского возраста, развитые южнее на Охотском массиве и в других районах предполагаемой Берингии. Отсюда же, по-видимому, поступали достаточно редкие обломки изверженных и метаморфических пород. Источником обломков осадочных пород, в незначительном

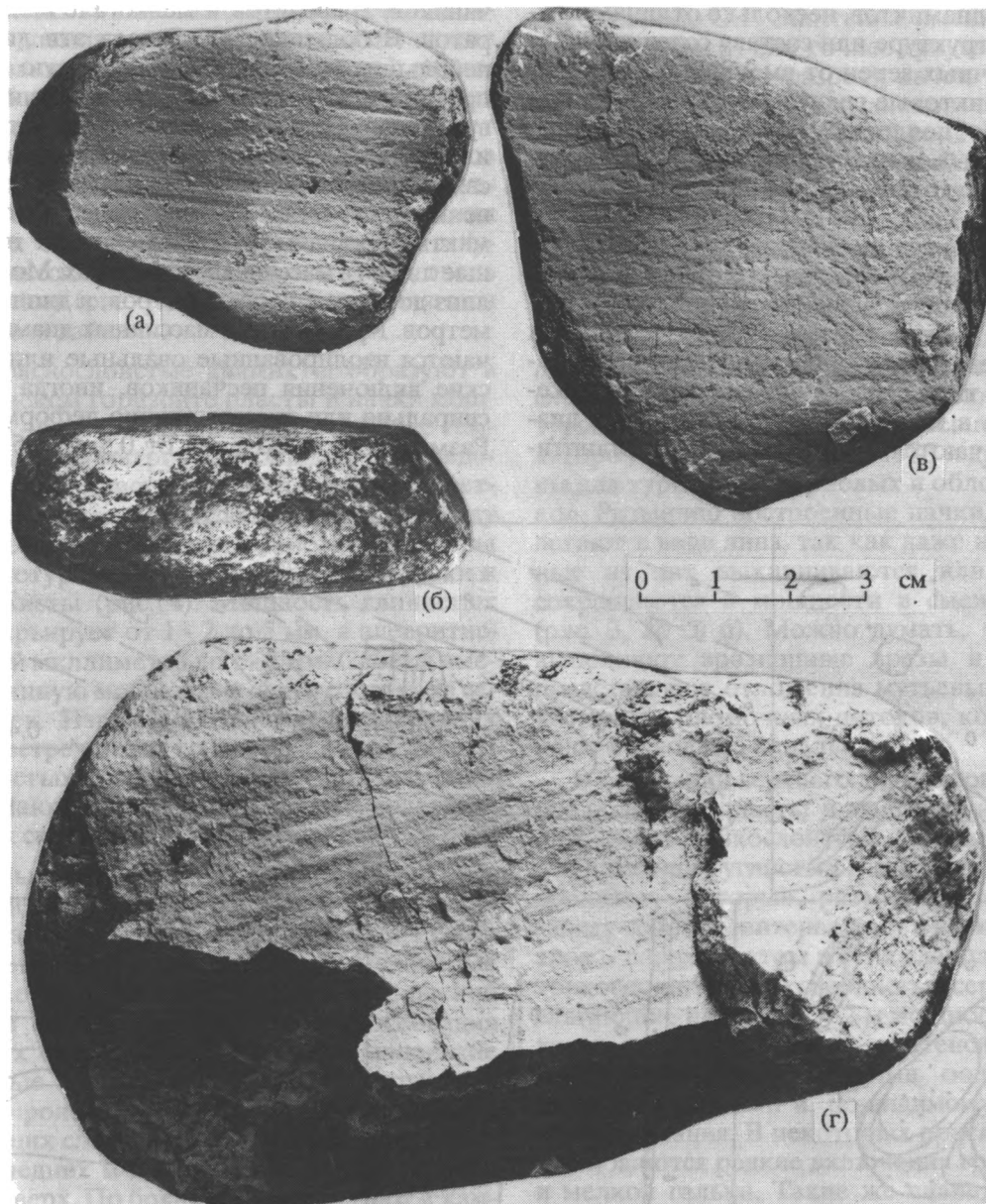


Рис. 6. Гальки из диамикта верхнеатканского горизонта со следами ледниковой обработки. а, б, в – р. Аян-Урях (обн. 5, пачка 5): а – плоская грань с продольной, субпродольной системой разновеликих штрихов на гальке афанитовой эффузивной породы; на поверхности грани вверху, в центре и внизу сохранились маленькие (первые мм и поперечнике) остатки матрикса крепко спаянного с поверхностью грани. Видно, что некоторые штрихи перекрываются матриксом; аналогичное видно на рис. в; б – та же, что и на рис. а, галька – вид сбоку; вверху штрихованная грань; обратите внимание, что эта грань наложенная, срезающая округленную первоначальную поверхность гальки; г – р. Колыма (обн. 6, пачка 9): небольшой валун порфирита с продольной субпараллельной штриховкой, уходящей под остатки матрикса (справа). Фото А.И. Назарова и А.А. Окунева.

количестве присутствующих в диамиктах, мог быть расположенный к северу Колымский массив. Это позволяет квалифицировать большинство камней атканской свиты, как эрратические в широком смысле данного слова.

Кроме обломков эрратических пород, в диамиктах иногда встречаются небольшие угловатые или плитчатые обломки черных сланцев, аналогичных тем, которые наблюдаются в разрезах атканской свиты. В нескольких случаях в диамиктах были встречены мелкие (2 - 5 мм) округлые обломки других диамиктов, несколько отличающихся по цвету, структуре или составу содержащихся в них обломочных зерен от вмещающих диамиктов. Эти диамиктовые гранулы весьма напоминают "тилловые пеллеты", которые характерны для современных и некоторых древних мариногляциальных отложений (Ovenshine, 1970; Anderson, King, 1981; Young, 1981; Чумаков, Красильников, 1991; и др.) и которые образуются в результате вытаивания из айсбергов комочков морены. Хотя высказывались предположения, что сходные пеллеты могут образовываться в морских льдах (Goldstein, 1983), они, по-видимому, значительно более типичны для айсберговых отложений. Нередко в матриксе рассматриваемых диамиктов встречаются сферические или эллипти-

ческие известково-алевро-песчаные конкреции, имеющие поперечник от нескольких сантиметров до нескольких дециметров, а кроме того, редкие остатки морской фауны: брахиопод, гастропод, криноидей, двустворок, фораминифер (Бяков, Ведерников, 1990), а также спикюлы губок (Эпштейн, 1972а, 1973).

**Текстуры.** Массивные диамикты, образующие пачки мощностью от 2 - 3 м до 70 м и более, практически лишены слоистости. Об условиях их залегания можно судить только по редким линзам песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В большинстве случаев эти линзы имеют небольшие размеры (сантиметровую мощность и протяженность - 0.5 - 1.5 м) и отчетливую подошву; в основании они часто сложены гравелитами или мелкогалечными конгломератами, а в кровле связаны с вмещающими породами довольно постепенным переходом. Тонко неяснослойные диамикты, по-видимому, тоже слагают иногда крупные линзы в массивных диамиктах. Мощность этих линз достигает первых метров, а длина - десятков метров. Кроме того в массивных диамиктах встречаются изолированные овальные или эллиптические включения песчаников, иногда слоистых и спирально или дисгармонично деформированных. Размер этих включений от 0.5 до 1.5 м (рис. 7в).

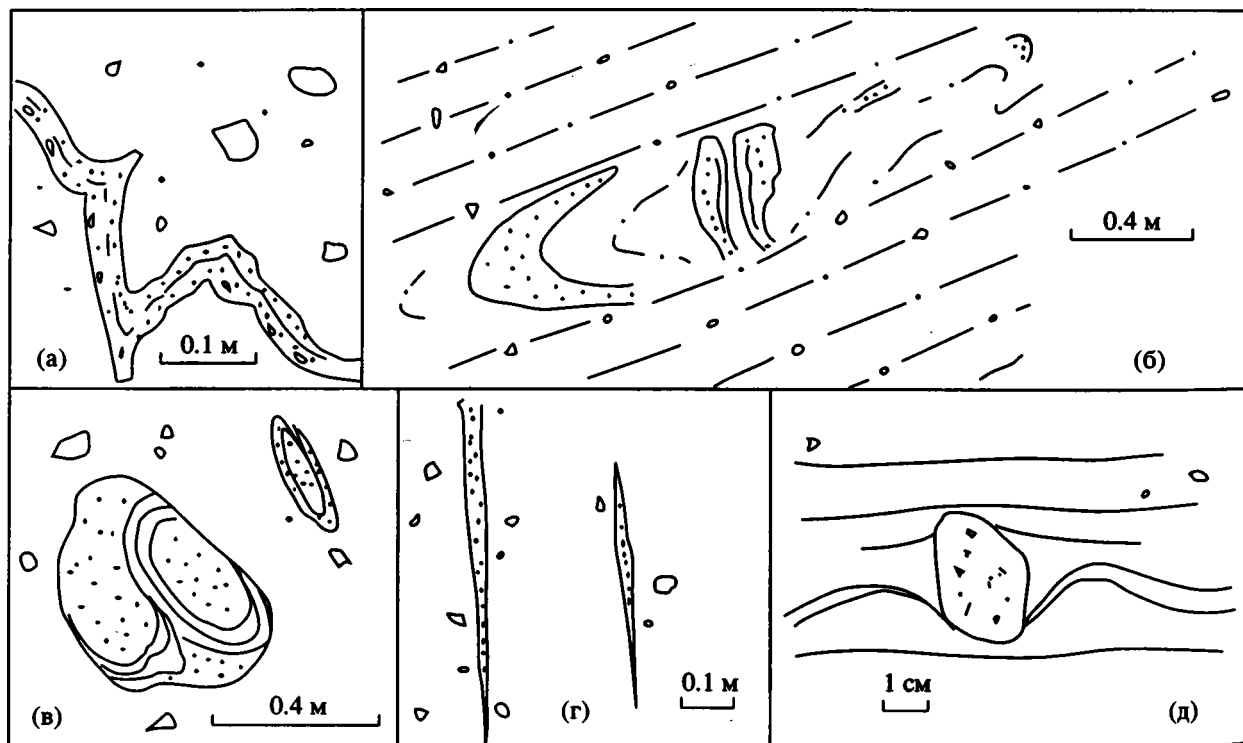


Рис. 7. Характерные текстуры в диамиктах верхнеатканского горизонта.

(а) - оползневая складка в массивном диамикте (р. Аян-Урях, обн. 5, пачка 7); (б) - оползший прослой песчаников в неяснослойном диамикте (р. Аян-Урях, обн. 4); (в) - песчаные оползневые "колобки" в массивных диамиктах (р. Колыма, обн. 6, пачка 9); (г) - секущие клиновидные и линзовидные тела гравийных песчаников в массивных диамиктах (там же); (д) - дропстоун в слоистых диамиктах атканской свиты; видны текстуры всплеска и выжимания подстилающих слоев, прилегания вмещающих и облекания покрывающих слоев (р. Колыма, обнажение 9). Условные знаки см. рис. 3.

Их несколько неровная поверхность бывает покрыта примазками глинистого материала и заметно выглажена. Эти образования очень напоминают олистолиты и оползневые "колобки". Они свидетельствуют о спорадических подводных оползнях, происходивших во время накопления массивных диамиктов. Иногда, благодаря линзовидным прослоям, в диамиктах удается обнаружить фрагменты дисгармоничных оползневых складок (рис. 7а). Возможно, крупными олистолитами являются встречающиеся в массивных диамиктах блоки глинистых сланцев и неясно тонкослоистых диамиктов. Эти блоки обычно слегка деформированы или имеют слоистость, наклоненную к общей слоистости пачки вмещающих их массивных диамиктов. Такие блоки достигают нескольких метров мощности и первых десятков метров протяженности. Значительно труднее объяснить происхождение тонких клинообразных или линзовидных тел гравелистых песчаников, секущих пачки массивных диамиктов, часто под очень крутыми углами (рис. 7г). Возможно они являются кластическими дайками.

Тонко-неяснослоистые диамикты образуют в верхнеатканском горизонте пласты и пачки мощностью от 3 - 4 до 15 м, отличающиеся более темным цветом. В их матриксе наблюдается чередование темных глинистых и немного более светлых алевролитистых слоев. Границы между слоями не очень отчетливые, иногда нарушены мелкими биотурбациями или знаками нагрузки и слегка волнисты (рис. 4). Мощность глинистых прослоев варьирует от 1 - 2 до 5 мм, а алевролитистых от долей миллиметра до 1 - 2 мм. Слои имеют непостоянную мощность и часто состоят из серии линзочек. Изредка в тонко-неяснослоистых диамиктах встречаются тонкие (5 - 20 см) пласты мелкозернистых, слегка карбонатных песчаников. Отмечаются также фрагменты подводно-оползневых складок (рис. 7б).

Рассеянные в тонко-неяснослоистых диамиктах гравий и гальки обычно заметно деформируют подстилающие слои, а покрывающие слои облекают камни более плавно. В некоторых случаях удается наблюдать детали соотношений обломков и слоистости. При этом у основания камня с двух сторон обнаруживаются маленькие валуобразные поднятия слоев - "структуры всплеска"; производимое камнем продавливание подстилающих слоев сопровождается иногда разрывом последних и выдавливанием материала в стороны и вверх. По бокам слои прилегают к камню, а покрывающие слои плавно облекают его (рис. 7д). Такую асимметрию деформаций над и под камнями легче всего объяснить падением последних на поверхность тонкозернистого осадка и последующим усилением асимметрии под влиянием нагрузки. Описанные камни с полным основанием могут быть квалифицированы, как "дропауны" (упавшие камни).

## ПОРОДЫ, АССОЦИИРУЮЩИЕСЯ С ДИАМИКТАМИ

Среди диамиктов верхнеатканского горизонта в подчиненном количестве встречаются пачки ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и реже глинистых сланцев. Мощность пачек колеблется от нескольких метров до 30 м, в сумме составляя от 10 до 20% разреза верхнего горизонта. Мощность элементарных ритмов в этих пачках варьирует от 10 см до 1 м. Песчаники в них характеризуются градиционной слоистостью и, по определению О.Г. Эпштейна, имеют вулканомитовый (1972а, б) или точнее граувакковый (1977) состав. В верх по разрезу пачек зернистость и мощность прослоев песчаников обычно постепенно уменьшаются, а роль тонкозернистых пород возрастает. Наоборот в нижних частях этих пачек песчаные слои нередко содержат примесь гравия или пропластки мелкогалечных конгломератов. Последние слагают базальные части песчаников и часто имеют явно эрозионную подошву. В нижней части гравийных песчаников иногда наблюдаются прослойки, насыщенные мелкими угловатыми обломками подстилающих глинистых сланцев. Эти прослойки очень напоминают "текстуры испаривания" ("rip-up structure") английских авторов (например, Visser, 1983 и др.) и характерны для турбидных, зерновых и обломочных потоков. Ритмично построенные пачки, очевидно, залегают в виде линз, так как даже наиболее крупные из них выклиниваются или многократно сокращаются в мощности в смежных разрезах (рис. 3, № 5, 6). Можно думать, что эти пачки выполняют эрозионные врезы и скорее всего представляют отложения мутьевых, зерновых, а частично обломочных потоков, которые выполняют подводные каналы.

В основании верхнего диамиктового горизонта наблюдаются пласты и маломощные пачки темных очень тонкослоистых (миллиметры и доли миллиметров) углистых глинистых сланцев и алевролитов, которые ритмично переслаиваются между собой. С интервалами в несколько дециметров - первые метры в этих сланцах встречаются тонкослоистые мелкозернистые серые песчаники, слагающие пласты 0.3 - 2 м мощностью. Песчаники эти слегка карбонатны и интенсивно нарушены знаками нагрузки, мелкими подводно-оползневыми складочками и, по-видимому, структурами обезвоживания. В некоторых прослойках сланцев наблюдаются редкие включения гравийных зерен и мелкой гальки. Такие же сланцы и песчаники слагают некоторые упоминавшиеся выше блоки в вышележащих массивных диамиктах. По-видимому, сланцы и песчаники с галькой отмечают начальные стадии формирования верхнего диамиктового горизонта.

В изученных разрезах атканской свиты количество сланцев, песчаников и гравелитов возрастает в юго-восточном направлении от устья р. Кулу.



В обнажениях 9, 10 и 11 (рис. 3) они постепенно приобретают все большую роль и в последнем из них составляют около половины разреза свиты. Еще юго-восточнее, на правом берегу Колымы, в районе бывших Верхнеколымских порогов (обн. 12, рис. 3), в разрезе атканской свиты по-видимому, вновь преобладают рассланцованные редкогалечные диамикты с рассеянной мелкой и плохо окатанной галькой и гравием.

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ АТКАНСКИХ ДИАМИКТОВ

Остатки морской фауны, преимущественно тонкозернистый и нередко тонкослоистый матрикс, следы подводных оползней, ассоциация с градиционно-слоистыми породами и, очевидно, эрозийными каналами свидетельствуют о морском и, по-видимому, довольно глубоководном происхождении атканских диамиктов. Во всяком случае можно уверенно говорить о том, что они отлагались в спокойных водах, где почти постоянно мог осаждаться глинистый материал, существовали уклоны дна, достаточные для эпизодического формирования гравитационных потоков и перепады рельефа, необходимые для врезания потоков в осадки. Мелкие линзы гравийных песчаников, связанные с вмещающими диамиктами постепенными переходами, свидетельствуют о слабых придонных течениях, выносивших тонкие частицы из суспензии или осадка. Повсеместное распространение в диамиктах сравнительно равномерно рассеянных эрратических камней, среди которых имеются довольно крупные валуны и типичные дробстоуны, говорит о транспортировке камней в удаленные от берега области бассейна каким-то мощным и регулярно действующим геологическим агентом, который в то же время не нарушал очень спокойной гидродинамической обстановки, необходимой для отложения тонкозернистого осадка, составляющего значительную часть матрикса диамиктов. Такими агентами не могли быть подводные оползни, как предполагают некоторые исследователи в отношении диамиктов гижигинского горизонта Омолонского массива (Ганелин, 1984 и др.). Оползни нарушают слоистость, что наблюдается в разрезах атканских диамиктов только местами и в отдельных пачках. Не могли быть ими и другие гравитационные потоки, в том числе мутьевые (турбидные), которые по мнению Н.В. Белозерцевой и М.К. Силичева (1978), отложили "рябчики" менкеченской свиты в Южном Верхоянье. Гравитационные потоки не рассеивают камни по разрезу осадка, а создают градиционную слоистость с послонной концентрацией крупных обломков. Кроме того, гравитационные потоки, за исключением оползневых, не образуют мощных пластов (Visser, 1983), подобных тем, которые отмечаются в атканских диамиктах, и, как правило, эродировать

подстилающие тонкие осадки, чего не наблюдается в подошвах диамиктовых пачек в изученных разрезах. Что касается мутьевых потоков, то они не способны перемещать валуны и редко транспортируют обломки крупнее мелкой гальки (Хейзен, Холлистер, 1968). Уже упоминалось выше, что в атканской свите следы деятельности гравитационных потоков имеются, но они также ограничены отдельными пачками, главным образом слоистых пород, и реже диамиктов.

Мало вероятным представляется также предположение, что камни попали в тонкие донные осадки в результате вулканических выбросов, поскольку среди камней не обнаружено типичных вулканических бомб или лапilli и даже пепел в матриксе диамиктов отмечается сторонниками данной точки зрения лишь в отдельных случаях (Бяков, Ведерников, 1990). К тому же, не все камни имеют вулканогенное происхождение и часть из них окатана, что, как правильно отметил О.Г. Эпштейн (1972а, б), противоречит представлениям об их эксплозивном происхождении. Существующая в атканской свите прямая зависимость между зернистостью и мощностью слоев тоже не характерна для эффузивно-осадочного осадконакопления (Эпштейн, 1977).

Предположения о том, что камни могли транспортироваться в атканский бассейн плавником, водорослями или морскими животными, представляются мало вероятным по нескольким причинам. В первую очередь потому, что дальняя биогенная транспортировка обломочного материала осуществляется в довольно ограниченном масштабе. Самый мощный агент биогенного переноса – плавник достаточно редко несет камни и к тому же теряет большинство из них при размочивании почвы, захваченной корнями. Недаром рассеянная галька и валуны являются редкостью даже для пластов каменных углей, в образовании которых участвовали многочисленные деревья, принесенные водой. Камни в таких угольных пластах обычно обнаруживаются единицами или десятками штук на месторождение и первыми сотнями штук на группы месторождений угля. Поэтому подобным находкам часто посвящаются специальные публикации (Турлей, 1941; Карлов, 1956, 1963; Price, 1932; Stutzer, 1940; Dix, 1944 и мн. др.). Детальные исследования некоторых наиболее известных местонахождений таких валунов в углях приводят к выводам, что перенос камней осуществлялся в два приема. На первом этапе – дальняя транспортировка реками (Карлов, 1956) и, добавим от себя, вероятное многократное преотложение, в том числе, по-видимому, в прибрежной зоне<sup>2</sup>. На втором этапе – локальный

<sup>2</sup> Об этом свидетельствуют высокая окатанность и кварцевый или кварцитовый состав многих валунов. Камни, обнаруженные в корнях плавника на современных пляжах, имеют среднюю окатанность всего около 0.9 балла в переводе на шкалу Хабакова (Emery, 1955).



перенос в пределах угленосного бассейна в корнях деревьев.

Из наблюдений мореплавателей известны отдельные случаи очень дальнего переноса камней и реже даже мелкозема в корнях деревьев (Emery, 1955), но масштабы его ничтожны. На коралловых островах Тихого океана, например, твердые инородные камни, принесенные таким образом, высоко ценились и считались собственностью вождей (Дарвин, 1953), что говорит о большой редкости подобных находок. Количество камней, принесенных плавником за 3 года наблюдений на 10 пляжах Калифорнии, оценивается приблизительно в 4300 шт. (Emery, 1955). Это значит, что даже по самым завышенным оценкам они не могут составлять более 0.01% отложений пляжа<sup>3</sup>. Учитывая, что значительная часть плавника с камнями вновь смыывается с этих пляжей в море во время штормов, реальная цифра будет в несколько раз меньше.

Невелико также количество обломочного материала, переносимого морскими водорослями. Число обломков, перенесенных ими в современных довольно благоприятных гидрологических условиях, оценивается по результатам драгирования, как "значительно большее", чем 600 штук на квадратный километр дна (Shumway, 1953). Если предположить даже, что их концентрация в действительности на два порядка больше указанной, то и тогда они будут слагать лишь около 0.005% осадка. Масштабы переноса камней современными морскими животными (главным образом гастролитов ластоногими) представляются или незначительными и локальными (Emery, 1941), или ограниченно региональными и характерными для сравнительно небольших участков островов и берега – лежбищам (Fleming, 1951). Как предполагают, более дальнюю транспортировку гастролитов производили в Западной Европе некоторые меловые динозавры (Hawkes, 1951 и др.), однако и в этом случае количество камней измеряется сотнями штук на регион.

В сравнении с приведенными выше данными суммарный объем камней, рассеянных в диамиктах атканской свиты, даже по минимальным оценкам<sup>4</sup> представляется огромным, около 250 - 500 км<sup>3</sup>. К этому следует очевидно приплюсовать песчаную фракцию, которая, по мнению О.Г. Эпштейна (1972а), в основном поступала вместе с камнями. Это мнение, как нам кажется, подтверждается присутствием в алевропелитовом матриксе тонко-

неяснослоистых диамиктов рассеянных песчинок, в том числе и очень крупных. Вместе с песчаной фракцией общее количество привнесенного в диамикты обломочного материала составит не менее 3600 км<sup>3</sup>. При этом нельзя упускать из виду, что совместно с камнями и песком в атканский бассейн по-видимому поступала часть алевропелитового материала диамиктов.

Продолжительность второй половины казанского или первой половины татарского ярусов может быть оценена приблизительно в 2500000 лет (Harland *et al.*, 1990). Исходя из приведенных цифр, привнос эрратического обломочного материала в атканский бассейн составлял около 1400000 м<sup>3</sup>/год. Эта цифра в первом приближении сравнима с тем количеством терригенного материала, которое по современным оценкам несут сезонные льды в Охотском море (1756000 м<sup>3</sup>/год – Степанова, 1985), на Мурманском побережье (4500000 м<sup>3</sup>/год – Тарасов, 1981), в море Бофорта или бассейне Фокса (1000000 м<sup>3</sup>/год и 2000000 - 4000000 м<sup>3</sup>/год – Drewry, 1986). Однако при более детальном рассмотрении становится ясным, что поступление эрратического материала в атканский бассейн было, по-видимому, даже более интенсивным, чем ледовый перенос, например в Охотском и Беринговом морях (Лисицын, 1961; 1966). Приведенные выше современные оценки относятся ко всему терригенному материалу, захватываемому припайными льдами в прибрежной зоне, и определены по содержанию этого материала во льдах и на их поверхности. Значительную часть такой нагрузки составляют глина и алеврит. Для атканской свиты не возможно, во-первых, определить, какая часть ее алевропелитового вещества поступила вместе с эрратическим материалом. Во-вторых, обычно только часть захваченного льдами материала выносится за пределы береговой зоны, а остальная переотлагается в пределах этой зоны (Drewry, 1986). Поэтому цифра, полученная нами для атканской свиты, явно занижена, так как отвечает лишь части суммарной терригенной нагрузки припайных льдов. Наконец объем ледового переноса должен быть пропорциональным протяженности береговой линии бассейна, а максимальная мыслимая береговая линия атканского бассейна была в несколько раз короче береговой линии Охотского моря. Таким образом можно заключить, что интенсивность переноса эрратического материала в атканский бассейн была на несколько порядков больше, чем при биогенном разносе и, по-видимому, существенно превышала масштабы обычного ледового разноса.

Второе возражение против большой роли биогенного разноса в атканском бассейне состоит в том, что обычно большая часть плавника, плавающих водорослей и трупов животных отгоняется ветром к ближайшим берегам и выбрасывается на литораль, а захваченные ими обломки захороняются среди мелководных фаций динамически

<sup>3</sup> Исходя из следующих данных: средний наблюдавшийся размер камней – 4 см; принимая (явно заниженные) размеры каждого из пляжей – 10 × 100 м = 1000 м<sup>2</sup>; а слой просматривавшихся отложений пляжа – 5 см.

<sup>4</sup> Площадь распространения атканской свиты приблизительно принимается за треугольник, размером 280 на 400 км (около 56000 км<sup>2</sup>); средняя мощность диамиктов около 300 м; средняя концентрация камней от 1.5 до 3%; среднее содержание песчаной фракции около 20 - 30%.

активной зоны. Что касается атканских диамиктов, то, как уже отмечалось, они отлагались в спокойной воде и, скорее всего, в удалении от берега. Поэтому с точки зрения биогенного переноса большие массы эратического материала в атканской свите трудно объяснимы.

Наконец, биогенному захвату и переносу подвергаются лишь определенные размерные классы обломков, обычно от гальки до валунов (Dalland, 1976), а в атканских диамиктах очень большую роль играют эратический гравий и крупный песок. Кроме того, на многих камнях, перенесенных водорослями, отмечаются характерные для биотопов водорослевых зарослей остатки эпифауны или следы ее бывшего присутствия в виде сверлений (Shumway, 1953). Эпифауна и камнеточцы были распространены в перми (Геккер, 1959) и в том числе в верхоянском бассейне (Лунгерсгаузен, 1970), однако их следов на камнях атканских диамиктов нигде обнаружено не было.

Приведенное выше сопоставление возможных способов дальнего переноса эратического материала позволяет нам согласиться с теми предшественниками, которые считали, что грубые обломки и песок приносились в атканский бассейн плавающими льдами. Заслуживает дальнейшего рассмотрения, на наш взгляд, лишь вопрос о природе льдов, разносивших камни. Мнение о том, что пачки диамиктов, содержащих хорошо окатанные камни, формировались с участием сезонных льдов, представляется правильным. В то же время не очень высокая окатанность камней в других пачках (средний балл 2.2 - 2.3; табл. 2) и, главное, присутствие в них галек, явно подвергшихся длительной ледниковой обработке (рис. 6), позволяет считать, что в формировании части атканских диамиктов, кроме сезонных льдов, принимали участие айсберги. Присутствие в этих диамиктах образований, близких к тилловым пеллетам, подкрепляет такое предположение. Данную часть диамиктов можно квалифицировать как айсберговые (дистальные марино-гляциальные) отложения. Присутствие айсбергов в атканском бассейне предполагает существование на его берегах ледников, спускавшихся в море. По-видимому, это были, главным образом, выводные ледники, поскольку приходится допускать, что вдоль значительной части побережья регулярно формировались и захватывали пляжевый обломочный материал припайные льды. Местами, ближе к береговой линии, могли, конечно, существовать и шельфовые ледники. Литологические особенности рассмотренных отложений хорошо согласуются с предположением об участии в их седиментации выводных ледников субполярного типа с "теплой" подошвой. Потоки подледных талых вод, характерные для теплых выводных ледников, могли поставлять в бассейн большое количество минеральной суспензии, а айсберги приносили несортированный моренный, в том числе грубо-

обломочный материал. Смещением ледового и ледникового материала можно объяснить повышенную среднюю окатанность гальки в атканских айсберговых диамиктах (2.2 - 2.3 балла) по сравнению с ледниковыми отложениями, в которых средняя окатанность колеблется от 0.22 до 0.76 балла и только в отдельных пробах достигает 0.9 баллов (Эпштейн, 1986). В то же время средняя окатанность атканских айсберговых диамиктов заметно ниже ледово-морских диамиктов этой свиты. В последних, как уже отмечалось, средняя окатанность достигает 3 - 4 баллов (Эпштейн, 1972а). Участием "теплых" выводных ледников можно объяснить и повышенную интенсивность поступления эратического материала в атканский бассейн, поскольку ледники такого типа способны выносить огромные массы терригенного материала (Drewge, 1986). Высокие скорости и пространственная неравномерность накопления этих осадков приводят, как известно по результатам изучения разрезов молодых и древних марино-гляциальных толщ (Eyles *et al.*, 1985; Powell, 1990; Чумаков, 1993; Chumakov, 1992), к возникновению вблизи конца ледников подводных конусов выноса, рассеченных эрозионными каналами и каньонами, к частым оползням осадков на склонах аккумулятивных и эрозионных неровностей подводного рельефа и формированию различных гравитационных потоков, канализированных обычно этими эрозионными каналами. Атканские айсберговые диамикты, судя по их тонкому матриксу, формировались на периферии подобных конусов выноса. Линзы градиционно-слоистых песчаников и алевропелитов в диамиктах представляют скорее всего отложения обломочных потоков, заполнивших каналы на периферии конусов выноса. Не исключено, что в образовании некоторых массивных диамиктов, полностью лишенных признаков слоистости, участвовали плавающие или даже лежащие на дне (подтопленные) шельфовые ледники, с надвиганием которых могли быть частично связаны оползневые и гляцио-(?) деформации. Слабые донные течения, наблюдающиеся местами в современных районах ледниковой разгрузки, удерживают во взвешенном состоянии и реже вымывают из осадка алевропелитовые частицы (Eyles *et al.*, 1985), в результате чего эти осадки обогащаются грубым обломочным материалом ("остаточные паратиллы" - Anderson *et al.*, 1982). По-видимому, аналогичное происхождение имеют описанные выше гравийно-песчаные линзы, встречающиеся в массивных диамиктах.

#### ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ АТКАНСКИХ ДИАМИКТОВ

Как отмечалось в начале статьи, присутствие ледниковых отложений в верхнепалеозойских толщах на северо-востоке Азии уже предполага-

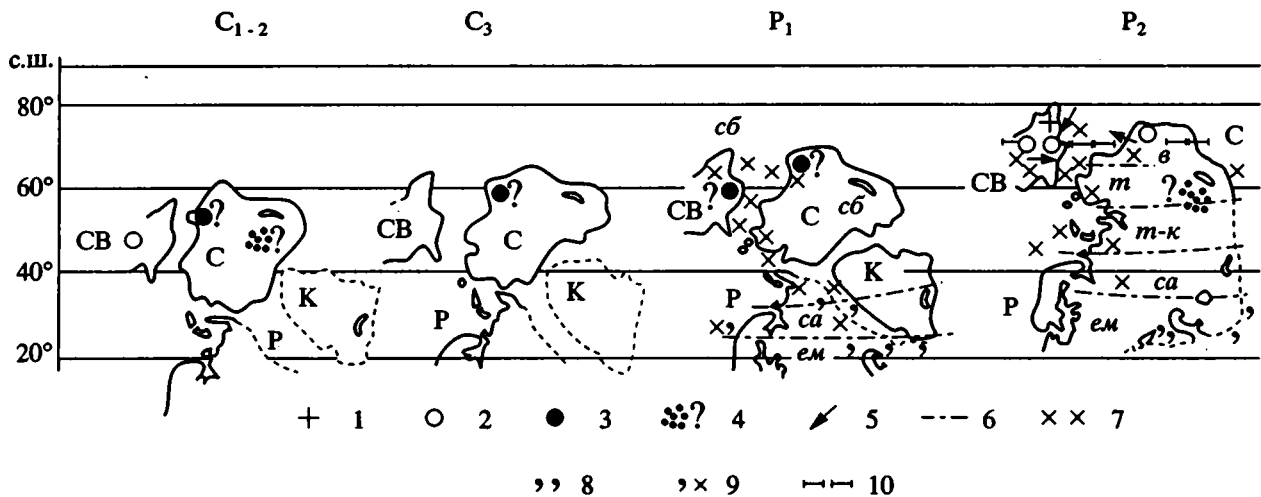


Рис. 8. Схема изменения широтного положения континентальных блоков северной Евразии в течение позднего палеозоя по палеомагнитным данным с некоторыми элементами палеобиогеографии (составлено по данным Храмова и др., 1982; Дуранте, (в печати); Устрицкого, 1967, 1993; Waterhouse, Bonham-Carter, 1975).

1 – ледово-морские и марино-гляциальные отложения атканской свиты; 2 – другие указания на ледово-морские отложения; 3 – указания на континентальные ледниковые и марино-гляциальные отложения; 4 – флювиогляциальные (?) и переработанные ледниковые (?) отложения; 5 – предполагаемые направления ледникового сноса; 6 – границы фитохорий; 7 – местонахождения бореальной морской фауны; 8 – местонахождения тетической морской фауны; 9 – местонахождения смешанной фауны; 10 – приблизительная граница холодного пояса.

Буквенные обозначения: СВ – Верхояно-Колымский блок; С – Сибирская платформа; К – Казахстан и З. Сибирь; Р – Русская платформа и Урал.

Фитохории: ем – Евромерийская область; Ангарское царство: са – Субангарская область; т-к – Таймыро-Кузнецкая подобласть Сибирской области; Тунгусско-Верхоянская подобласть Сибирской области: т – Тунгусский округ, в – Верхоянский округ, сб – Сибирская область.

лось ранее рядом исследователей (Хоментовский, 1948; Андрианов, Андрианова, 1962; Павлов, 1980; Павлов и др., 1993). Другие исследователи не исключали такой возможности (Эпштейн, 1973). Обнаруженные в атканской свите марино-гляциальные отложения являются однако первой находкой ледниковых отложений в верхнепалеозойском северном полушарии, которая подтверждена достаточно надежными диагностическими признаками. Эта находка указывает на существование в середине поздней перми на северо-востоке Азии наземных ледников, которые местами достигали уровня моря и образовывали айсберги, а возможно и шельфовые ледники. Судя по петрографическому составу камней, замещению глинистых диамиктов в южном направлении алевритовыми диамиктами и одновременно сильному увеличению в разрезах роли песчаников и гравелитов (Эпштейн, 1972а; 1973), основным центром атканского оледенения был Охотский массив. Наряду с другими данными эти фациальные, а также хорошо известные биогеографические связи (рис. 8) между Верхоянской зоной и Охотским массивом, не позволяют рассматривать последний как террейн, придрейфовавший на северо-восток Азии в мезозое (Зоненшайн, Кузьмин, 1993). Второстепенным центром ледового разноса в атканское время был, возможно, Колымский массив (Эпштейн, 1972, 1973).

Изложенные выше данные свидетельствуют о том, что климат в конце перми на северо-востоке Азии был более холодным, чем предполагалось ранее. По меньшей мере, он был временами ледниковым, а не только холодно-умеренным, как можно было думать ранее, когда диамикты атканской свиты считались целиком ледово-морскими. Это позволяет наметить для данного времени положение южной границы холодного климатического пояса в северном полушарии. Очевидно, она проходила через южную часть Алданского щита и юг Верхояно-Колымской зоны (рис. 1 и 8). Такое ее положение хорошо согласуется с большинством глобальных и региональных палеомагнитных реконструкций и палеобиогеографическими данными. Судя по реконструкциям, блоки северо-восточной Азии и Сибирская платформа располагались в верхней перми в высоких широтах, между 50° - 80° с.ш. (Храмов и др., 1982; Green *et al.*, 1986; Scotese, McKegow, 1990; Устрицкий, 1993 и многие др.), и представляли самые северные массивы суши на Земле. При этом, согласно реконструкциям А.Н. Храмова, они были обращены к северному полюсу соответственно своими современными краями (южным и восточным) и поэтому районы верхнего течения Колымы, Охотский массив и юго-восточная часть Алданского щита располагались ближе всего к полюсу (75° - 80° с.ш.; рис. 8). В связи с этим присутствие здесь мощной толщи

пермских ледово-морских и марино-гляциальных отложений представляется закономерным.

Что касается палеобиогеографических данных, то уже с 30-х годов нашего столетия многие исследователи отмечали бореальный облик пермской морской, особенно бентосной фауны, на северо-востоке Азии, а также определенное ее сходство с нотальными гондванскими фаунами ледниковых областей (Устрицкий, 1967, 1974, 1993; Waterhouse, Bonham-Carter, 1975; Левен, в печати; и др.). В более низких палеоширотах Евразии в ней появляются элементы тропической (тетической) фауны. Последняя полностью преобладает южнее палеошироты 20° - 25° с.ш. (рис. 8)<sup>5</sup>. Еще более отчетливо пермская климатическая зональность отмечается в северной Евразии по фитогеографическим данным. Здесь в поздней перми к северу от тропической Евразийской палеофлористической области устанавливается последовательная смена четырех фитохорий разного ранга, которая сопровождается последовательным обеднением флор (Дуранте, в печати; см. также рис. 8). Одновременно убедительно показано, что хотя в целом климат Сибирской палеофлористической области, объединяющей три крайние северные фитохории, был умеренным, самый северный Верхоянский палеофлористический округ характеризовался наиболее холодным климатом и даже во время потеплений туда не проникали более теплолюбивые флоры из Субангарской палеофлористической области. Само существование нескольких широтно-расположенных фитохорий в пределах одного климатического пояса указывает на сильную меридианальную дифференциацию флор и, очевидно, на большой меридианальный температурный градиент в позднепермскую эпоху.

Таким образом, седиментологические, палеомагнитные, зоо- и фитогеографические данные, согласующиеся между собой и подкрепляющие друг друга, указывают на то, что изученный

<sup>5</sup> В.Г. Ганелин (1990) справедливо подметил, что смена тетических фаун на бореальные в карбоне северо-восточной Азии совпадает со сменой характера осадконакопления (мелководные карбонатные фации сменяются терригенными глубоководными) и что эти изменения не были одновременными в разных регионах. Он склонен считать поэтому, что распространение тетических и бореальных фаун в верхнем палеозое определялось не широтной климатической зональностью, а глубиной бассейнов. Такое объяснение справедливо, по-видимому, в том отношении, что значительное углубление бассейнов всегда связано с понижением температуры придонных вод и сменой фауны. Особенно заметным и то, и другое должно быть в ледниковые периоды, когда в океане возникает мощный слой холодных придонных вод - психросфера. В верхнем же палеозое отмечается несколько ледниковых периодов. Разновозрастность тектонических погружений в разных регионах, различия в палеоширотном положении последних и неоднократные климатические флуктуации вполне могли привести к разновременной смене фаун, однако такой факт не может, по-видимому, считаться достаточным для отрицания общей климатической обусловленности в распространении бореальных и тропических бентосных фаун.

район в середине поздней перми, по крайней мере временами, относился к холодной климатической зоне<sup>6</sup>. Отдельные тонкие пласты диамиктов, аналогичных ледово-морским, отмечаются по разрезу верхнепермских отложений Колымо-Охотского региона и ниже, и выше атканской свиты (Эпштейн, 1972, 1973). Они, очевидно, свидетельствуют о том, что в течение верхней перми здесь было несколько эпизодов похолоданий. Кроме того, более продолжительные похолодания фиксируются в Сибирской палеофлористической области в начале среднего карбона и начале нижней перми (Дуранте, в печати). Особенно сильным было, по-видимому, первое из них, когда здесь получила распространение так называемая постлепидофитовая флора, имевшая "тундровый" облик. Важно отметить, что три похолодания, улавливаемые на северо-востоке Азии в пермо-карбоне, по возрасту приблизительно соответствуют трем последним ледниковым периодам гондванской ледниковой эры, ярко проявившимся в южном полушарии (Chumakov, 1985; Чумаков, 1987; Veevers, Powell, 1987). Такое совпадение климатических минимумов в противоположных полушариях Земли само по себе чрезвычайно знаменательно и заслуживает специального рассмотрения, но, кроме того, оно заставляет очень внимательно отнестись к другим указаниям на присутствие на северо-востоке Азии ледово-морских и ледниковых отложений (особенно в среднем карбоне, нижней перми - верхах верхнего карбона и середине верхней перми).

Приведенные выше данные о наличии верхнепермских ледниковых отложений на р. Колыме позволяют считать, что степень климатической асимметрии относительно экватора в верхнем палеозое была несколько меньшей, чем казалось ранее. В то же время следует подчеркнуть, что находка ледниковых отложений в атканской свите не снимает проблему пространственной климатической асимметрии в верхнем палеозое, так как масштабы похолоданий в северном полушарии по-прежнему представляются существенно меньшими, чем в южном. Если бы подтвердились даже все существующие указания на присутствие верхнепалеозойских ледниковых и ледовых отложений в северо-восточной Азии, то и тогда можно было бы говорить лишь о верхнепалеозойских ледовых и ледниковых шапках полярного типа, так как по палеомагнитным данным рассматриваемый регион располагался в перми в весьма высоких широтах порядка 60° - 80° с.ш. (рис. 8). Напомним, что в южном полушарии ледники временами достигали в этот период 30° ю.ш.

<sup>6</sup> К сожалению, из-за больших расхождений, существующих между данными разных исследователей и данными, полученными по разным группам фауны, трудно использовать существующие для СВ Азии оценки палеотемператур пермского бассейна, сделанные Са-Мг методом (сравните Астафьева-Урбайтис, Ясаманов, 1986 и Кашик и др., 1990).

Основная причина верхнепалеозойской климатической асимметрии кроется, по-видимому, в асимметричном расположении материков относительно экватора в то время. На протяжении позднего палеозоя в средних и частично в высоких широтах северного полушария долгое время располагались еще разъединенные и окруженные морями отдельные части северной Азии и северные окраины Америки с Европой, а в южном – неоглятная Гондвана простиралась непрерывным массивом суши от экватора до полюса (рис. 1). Параллелизм между асимметрией оледенений и расположения материков устанавливается также в верхнем ордовике и плейстоцене (Чумаков, 1984). В первом случае он усиливался отсутствием суши в северных высоких широтах, а в последнем – частично маскировался существованием океана вокруг Антарктиды, который ограничил экспансию ледниковых щитов. Можно предположить, что более низкое, чем у суши альbedo морей и океанов, создаваемые ими ограничения для распространения ледниковых щитов и благоприятные условия для возникновения интенсивной циркуляции и теплообмена через гидросферу с теплыми поясами были главными причинами, почему полушарие с относительно большей площадью морей и океанов в высоких и средних широтах обладало более теплым климатом.

Если мнение о том, что атканская свита относится к татарскому ярусу окажется справедливым, проблема пространственной климатической асимметрии усложнится проблемой стратиграфической асимметрии оледенений, поскольку, в южном полушарии последние эпизоды гондванского оледенения обычно датируются казанским веком. Хотя некоторые исследователи не исключают того, что в юго-восточной Австралии последние ледники могли просуществовать вплоть до татарского века (Herbert, 1981; Packham, 1981), другие – не без оснований сомневаются в этом (Dickins, 1985). Не исключено конечно, что следы верхнепермского оледенения на северо-востоке Азии связаны не столько с фазой общего похолодания на Земле, сколько с дрейфом в это время данных блоков земной коры к северу, приблизительно на 10° - 12° (Храмов и др., 1982; Scotese, McKerrow, 1990). Помимо перемещения суши в более холодную климатическую зону, развитию оледенения при этом могло способствовать образование гор на северных активных окраинах плит.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выводы относительно происхождения диамиктов атканской свиты нельзя распространять автоматически на все местонахождения предположительно ледниковых и ледовых верхнепалеозойских отложений на северо-востоке Азии (рис. 1; табл. 1). Для каждого конкретного района вопрос о происхождении этих отложений должен ре-

шаться самостоятельно на основе достаточного комплекса генетических признаков. Хорошим примером такого подхода могут быть работы, посвященные раннекаменноугольным крестяхским конгломератам (“горизонт Ж” Гусева и Флейшмана, 1938), которые достаточно убедительно показали их неледниковое происхождение (Булгакова, 1967 и др.). В то же время можно думать, что подтверждение ледового происхождения диамиктов атканской свиты и появления данных об участии в ее образовании ледников, делает более вероятным аналогичное происхождение для диамиктов близкого стратиграфического и географического положения. Это касается стратиграфических аналогов атканской свиты в районах, смежных с бассейном верхней Колымы: гижигинской свиты Омолонского массива, описанной Ю.А. Михайловым с соавторами (1970) и Д.С. Кашиком с соавторами (1990), и маганской подсвиты дулгалахской свиты Западного Верхоянья, предположения о частично ледниковом происхождении которой высказывались еще В.Н. Андриановым и В.А. Андриановой (1962). Генезис других предполагаемых ледовых и ледниковых верхнепалеозойских отложений на северо-востоке Азии и особенно продуктов их переработки, нуждается в серьезной дополнительной аргументации.

Автор выражает признательность М.В. Дуранте, В.Г. Ганелину, Э.Я. Левену и О.Г. Эпштейну за предоставленную возможность ознакомиться с их неопубликованными работами и критическое обсуждение рукописи данной статьи, А.И. Осиповой, М.Н. Соловьевой и Б.И. Чувашеву за ценные консультации и замечания. Особенно благодарен автор Л.А. Фрейксу, К.В. Симакову, Б.М. Седову и В.В. Герасименко за организационную и финансовую поддержку в проведении полевых работ автора в бассейне верхнего течения реки Колымы в 1992 г.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М.: Наука, 1966. 136 с.
- Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 175 с.
- Андрианов В.Н., Андрианова В.А. Некоторые данные о ледовом типе литогенеза, о климатическом и температурном режиме осадконакопления верхоянского комплекса в позднепалеозойское время // *Материалы по геологии и полезным ископ. Якутской АССР*. 1962. Вып. X. С. 17 - 31.
- Астафьева-Урбайтис К.А., Ясаманов Н.А. Фаунистические сообщества и температурные условия морских бассейнов Северо-Востока СССР в пермском периоде // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 101 - 109.
- Белозерцева Н.В., Силичев М.К. К генезису верхнепермских тиллитовидных пород Южно-Верхоянского

- синклинория // Литология и полезн. ископаемые. 1978. № 2. С. 152 - 159.
- Бобин Е.С. Юдомо-Аллах-Юнский водораздел // Тр. треста "Золоторазведка" и ин-та НИГРИЗолото. 1940. Вып. 13. С. 31 - 53.
- Булгакова М.Д. Крестяхские конгломераты устья р. Лены и условия их образования // Литология и полезн. ископаемые. 1967. № 3. С. 127 - 134.
- Бяков А.С., Ведерников И.Л. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, Центральной и Юго-восточной частей Аян-Юрхского антиклинория // Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. СВПО. 1990. 69 с.
- Вихерт А.В. О климатическом режиме Верхоянского бассейна в перми и триасе // Изв. Вост. филиала АН СССР. 1957. № 1. С. 24 - 50.
- Ганелин В.Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 111 - 142.
- Ганелин В.Г. Позднепалеозойские бореальные фауны как инструмент палеотектонических реконструкций // Тектоника и минерагения Сев.-Вост. СССР. Магадан: СВКНИИ, 1990. С. 48 - 50.
- Ганелин В.Г., Котляр Г.В. Корреляция пермских отложений Биармийской области // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 142 - 151.
- Геккер Р.Ф. Первые выводы о фауне и флоре казанского моря // Вопросы палеобиологии и биостратиграфии. Тр. 2-ой сессии Всесоюзного Палеонтологического общества. М.: Наука, 1959. С. 206 - 218.
- Гусев А.И., Флейшман С.С. Геология и полезные ископаемые северной оконечности Хараулахского хребта // Тр. Арктич. ин-та. Л., 1938. Т. 90. 153 с.
- Дарвин Ч. Путешествие натуралиста вокруг света на корабле "Бигль". М.: Гос. издат. географ. лит., 1953. 578 с.
- Дуранте М.В. Реконструкция климатических изменений в Верхнем палеозое Ангариды на основе фитогеографических данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. (В печати).
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Калугин Х.И. Стратиграфия пермских отложений западной части Охотского-Колымского водораздела // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан.: Магадан. кн. изд-во, 1958. Вып. 13. С. 35 - 48.
- Карлов Н.Н. Загадочные валуны // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1956. Т. 31. № 6. С. 51 - 60.
- Карлов Н.Н. Валун поліміктового пісковіку з вулгільного пласта h10 у Донецькому басейні // Геологіч. журн. АН УССР. 1963. Т. 23. Вип. 2. С. 91 - 93.
- Кашик Д.С., Ганелин В.Г., Караваева Н.И. и др. Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 198 с.
- Кравчинский А.Я. Палеогеография верхнего палеозоя Сибирской платформы и прилегающих областей // Советская геология. 1969. № 4. С. 46 - 57.
- Левен Э.Я. Этапы развития раннепермских фузулини-довых сообществ Южного Тетиса и их связь с абиотическими событиями. (В печати).
- Лисицын А.П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 232 - 284.
- Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. С. 574.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. Некоторые черты палеогеографии низовьев р. Лены в позднепалеозойское время // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Л.: Недра, 1970. С. 21 - 25.
- Межвилк А.А. Молассы в устье Лены // Докл. АН СССР. 1956. Т. 108. № 2. С. 317 - 319.
- Михайлов Ю.А., Устрицкий В.И. Верхнепермские ледовоморские отложения северо-востока СССР // Докл. АН СССР. 1970. Т. 190. № 5. С. 1184 - 1187.
- Павлов С.Ф. Новые данные о верхнепалеозойских ледниковых отложениях на Сибирской платформе // Литология и полезн. ископаемые. 1980. № 3. С. 62 - 73.
- Павлов С.Ф., Кашик С.А., Мазилев В.Н. О формировании позднепалеозойских алмазоносных россыпей Ботуобинского района Якутии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 3. С. 102 - 108.
- Степанова Л.Е. Количественная оценка роли прибрежных льдов в динамике берегов Охотского моря // Экзогенное рельефообразование на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 90 - 97.
- Тарасов Г.А. Количественная оценка терригенных включений морского льда в прибрежной зоне Баренцового моря // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256. № 4. С. 936 - 938.
- Турлей Г.В. О находке валуна гранитного гнейса в пласте K<sup>7</sup> свиты C<sub>2</sub><sup>2</sup> Донецкого бассейна // Докл. АН СССР. 1941. Т. 31. № 2.
- Умитбаев Р.Б., Вельдяков Ф.Ф. Тектоническое и металлогеническое районирование Охотского срединного массива и его обрамления // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 79 - 98.
- Устрицкий В.И. О положении Северного полюса в позднем палеозое на основании палеонтологических данных // Геол. и геофиз. 1967. № 1. С. 25 - 33.
- Устрицкий В.И. Климат перми // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 4. С. 3 - 12.
- Устрицкий В.И. О биополярности фаун позднего палеозоя // Палеонтологический журнал. 1974. № 2. С. 33 - 37.
- Устрицкий В.И. Бореальная биогеографическая область в палеозое // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 67 - 78.
- Устрицкий В.И., Явщиц Г.П. Среднекаменноугольные ледово-морские осадки Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199. № 2. С. 437 - 440.
- Хабаров А.В. Об индексах окатанности галечников // Сов. геология. 1946. № 10. С. 98 - 99.
- Хейзен Б., Холлистер Ч. Мутьевые потоки и оледенение // Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 83 - 93.

- Хоментовский А.С.* Признаки верхнепалеозойского оледенения в южной части Сибирской платформы // Бюл. МОИП. Новая серия. 1948. Т. XXIII. Вып. 4. С. 81 - 86.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Чумаков Н.М.* Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 35 - 53.
- Чумаков Н.М.* Оледенения в геологической истории // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 44 - 67.
- Чумаков Н.М.* Изучение древних ледниковых отложений (практическое руководство). М.: ГИН АН СССР, 1990. 93 с.
- Чумаков Н.М.* Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 21 - 33.
- Чумаков Н.М., Красильников С.С.* Литологические особенности рифейских тиллоидов Уринского поднятия (р. Лена) // Литология и полезн. ископаемые. 1991. № 3. С. 58 - 78.
- Швецов М.С.* О некоторых вспомогательных приемах изучения осадочных пород // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1954. Т. 24. № 1. С. 61 - 66.
- Эпштейн О.Г.* Верхнепермские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы // Литология и полезн. ископаемые. 1972а. № 3. С. 112 - 127.
- Эпштейн О.Г.* Отличительные особенности осадочных толщ, содержащих продукты синхронного и несинхронного вулканизма // Колыма. 1972б. № 6. С. 42 - 44.
- Эпштейн О.Г.* Литология и условия образования верхнепермских ледово-морских отложений южной части Яно-Колымской складчатой области. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Магадан: Центр. компл. темат. эксп., 1973. 120 с.
- Эпштейн О.Г.* Источники сноса в истории формирования верхоянского комплекса (южная часть Яно-Колымской складчатой области) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1977. С. 110 - 113.
- Эпштейн О.Г.* Морфогенетические особенности грубообломочного материала плейстоценовых валунных суглинков севера Европейской части СССР // Палеогеография и полезные ископаемые плейстоцена Севера Евразии. Ленинград: Географич. общество СССР, 1986. С. 106 - 110.
- Anderson M.M., King A.F.* Precambrian tillites of the Conception Group on the Avalon Peninsula, southeastern Newfoundland // Earth's pre-Pleistocene glacial record (eds. Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al.). Cambridge Univ. Press, 1981. P. 760 - 767.
- Anderson G.B., Kurts D.D., Weaver F.M.* Sedimentation on the West Antarctic continental margin // Antarctic Geoscience. (C. Craddock, ed.). 1982. P. 1003 - 1012.
- Chumakov N.M.* Glacial events of the past and their geological significance // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1985. V. 51. № 1/4. P. 319 - 346.
- Chumakov N.M.* The Problems of Old Glaciations (Pre-Pleistocene Glaciogeology in the USSR). USA: Harwood Academic Publishers, 1992. P. 208.
- Dalland A.* Erratic clasts in the Lower Tertiary deposits of Svalbard - evidence of transport by winter ice // Norsk. Polarinst. Arbok. 1976. P. 151 - 165.
- Dickins J.M.* Late Paleozoic glaciation // BMR J. Australian Geol. and Geophys. 1984. V. 9. P. 163 - 169.
- Dionne J.C.* Distinction entre stries glacielles et stries glaciaires // Rev. geogr. 1973. V. 27. № 2. P. 185 - 190.
- Dix E.* On two rounded boulders from an anthracite seam, South Wales // Geol. Mag. 1944. V. 81. P. 127 - 128.
- Drewry D.* Glacial geologic processes, London: Edward Arnold, 1986. P. 486.
- Emery K. O.* Transportation of rock particles by seamammals // J. Sediment. Petrol. 1941. V. 11. № 2. P. 92 - 93.
- Emery K.O.* Transportation of rocks by driftwood // J. Sediment. Petrol. 1955. V. 25. № 1. P. 51 - 57.
- Eyles C.H., Eyles N., Miall A.D.* Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1985. V. 51. № 1 - 4. P. 15 - 84.
- Fleming C.A.* Sea lions as geological agents // J. Sediment. Petrol. 1951. V. 21. № 1. P. 22 - 25.
- Gao R.* Discovery of Late Carboniferous glacio-marine deposits in Western Yunnan // Geol. Rev., China. 1986. V. 32. № 3. P. 236 - 242.
- Green A.R., Kaplan A.A., Vierbuchen R.C.* Circum-Arctic petroleum potential // Future Petroleum Provinces of the World. AAPG Memoirs, Tulsa. 1986. № 40. P. 102 - 130.
- Goldstein R.N.* Stratigraphy and sedimentology of icrafted and turbidite sediment, Canada Basin, Arctic Ocean // Glacial-marine sedimentation (ed. B.F. Molnia). New York: Plenum Press, 1983. P. 367 - 400.
- Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al.* (eds) Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge, London, N.Y.: Cambr. Univ. Press., 1981. 1004 p.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G.* A geologic time scale 1989. Cambridge, London, N.Y.: Cambr. Univ. Press., 1990. 263 p.
- Harland W.B., Herod K.N., Kinsley D.H.* The definition and identification of tills and tillites // Rev. Earth Sci. № 2. 1966. P. 225 - 256.
- Hawkes L.* The Erratics of the English Chalk // Proc. Geol. Assoc. 1951. V. 62. Part. 4. P. 257 - 268.
- Herbert C.* Late Palaeozoic, glacial sediments of the southern Sydney Basin, New South Wales // Hambrey M., Harland B., Chumakov N. et al. (eds) Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. P. 488 - 491.
- Ovenshine A.T.* Observations on iceberg rafting in Glacier Bay, Alaska, and the identification of ancient icrafted deposits // Bull. Geol. Soc. America. 1970. V. 81. P. 891 - 894.
- Packham G.H.* Permian glacial deposits on the northwest margins of the Sydney Basin, New South Wales // Hambrey M., Harland B., Chumakov et al. (Eds.) Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. P. 485 - 487.
- Powell R.D.* Glacimarine processes at groundingline fans and their growth to ice contact deltas // Dowgeswell J.A. and Scourse J.D. (eds). Glacimarine Environments: processes and sediments. Geol. Soc. Spec. Publ. 1990. № 53. P. 53 - 73.



- Price P.* Erratic boulders in Sewell Coal of West Virginia // *J. Geology*. 1932. V. 40. P. 62 - 73.
- Scotese C.R., McKerrow W.S.* Revised World maps and introduction // *Paleozoic Palaeogeography and Biogeography* (eds. McKerrow W.S., Scotese C.R.). *Geol. Soc. Memoir*. 1990. № 12. P. 1 - 21.
- Shumway G.A.* Rafted Pebbles from the deep ocean off Baja California // *J. Sedim. Petrol.* 1953. V. 23. № 1. P. 24 - 33.
- Stutzer O.* *Geology of coal*. Chicago. Univ. Chicago press. 461 p.
- Veevers J.J., Powell C. McA.* Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica // *Bull. Geol. Soc. America*. 1987. V. 98. № 4. P. 475 - 487.
- Visser J.N.J.* The problems of recognizing ancient subaqueous debris flow deposits in glacial sequences // *Trans. Geol. Soc. S. Africa*. 1983. V. 86. P. 127 - 135.
- Visser J.N.J., Loock J.C., Colliston W.P.* Subaqueous outwash fan and esker sandstones in the Permo-Carboniferous Dwyka Formation of south Africa // *J. Sediment. Petrol.* 1987. V. 57. № 3. P. 467 - 478.
- Waterhouse J.B., Bonham-Carter G.F.* Global distribution and character of Permian biomes based on brachiopod assemblages // *Canad. J. Earth Sci.* 1975. V. 12. № 7. P. 1085 - 1146.
- Young G.M.* The Early Proterozoic Gowganda Formation Ontario, Canada // *Earth's pre-Pleistocene glacial record* (eds. Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. *et al.*). Cambridge Univ. Press. 1981. P. 807 - 812.
- Yu Ziye.* Carboniferous and Early Permian glacio-marine deposits of the Hainan Island and their tectonic significance // *Nanjing Univ. Natur. Sci.* 1989. V. 25. № 1. P. 108 - 119.

Рецензенты М.А. Семихатов, О.Г. Эпштейн

УДК 551.3.0511.582.71:551.763.3331.781.42(574/575)

## ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ, ПАЛЕОКЛИМАТЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ НА МААСТРИХТ-СРЕДНЕЭОЦЕНОВОЙ СУШЕ В КАЗАХСТАНЕ И СРЕДНЕЙ АЗИИ

© 1994 г. Ю. Г. Цеховский

*Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Поступила в редакцию 07.06.93 г.

Широкое формирование на маастрихт-среднеэоценовой платформенной суше Казахстана и Средней Азии мощных площадных кор выветривания и продуктов их перебива – гумидных и аридных красноцветных формаций, проявления мало контрастного климата и другие геологические события в той или иной мере обусловлены пенеппенизированным типом древнего рельефа. Показан субглобальный характер процессов пенеппенизации в рассматриваемое время на платформах разных континентов, что отражалось в осадконакоплении, палеоклиматах и других геологических событиях.

В геологической истории Земли постепенно выявляются эпохи с весьма отличными от современных палеогеографическими обстановками, палеоклиматами и процессами осадконакопления, специфика которых осознается не сразу. С.В. Мейен (1981, с. 43) по этому поводу справедливо отмечал, что “в прошлом могли существовать климаты и соответствующие им ландшафты, даже близкого подобия которых нет сейчас на Земле”.

Своеобразный этап развития Земли намечается, в частности, в конце мела - начале палеогена. Мы рассмотрим его на примере континентальных отложений Казахстана и Средней Азии. Эта область включает в себя различные платформенные тектонические структуры: Казахский щит, Алтайский и Тянь-Шаньский эпиплатформенные орогены и прилегающие участки Западно-Сибирской и Туранской плит. С маастрихта по начало среднего эоцена восточная часть этой территории представляла собою сушу, которая омывалась с запада и севера Туранским и Западно-Сибирским морями. Здесь в рассматриваемое время при стабилизации вертикальных тектонических движений происходила пенеппенизация рельефа. Возникает два типа палеоландшафтов: возвышенные денудационные равнины с мелкими депрессиями, иногда карстовыми воронками (на территории Алтая, Тянь-Шаня, Казахского щита) и низменные равнины с крупными впадинами (Зайсанской, Семипалатинской, Сарысуйской и др.).

На рассматриваемой территории континентальные красноцветно-пестроцветные отложения маастрихта - среднего эоцена имеют широкое распространение, их мощность меняется в диапазоне от 5 - 10 до 100 - 200 м. Они с размывом залегают на образованиях коры выветривания и с размывом перекрываются осадочными толщами среднего - позднего эоцена. Данные отложения слагаются,

главным образом, тонкообломочными породами. На севере территории это преимущественно каолиновые глины с линзами кварцевых песков, часто окремненные или ожелезненные, местами с залежами бокситов; на юге территории доминируют существенно смектитовые глинистые породы, нередко загипсованные или карбонатные, иногда окремненные, с включением кварцевых песков и алевритов.

Региональной характеристике этих отложений посвящены многочисленные публикации; обобщающие сведения, касающиеся их строения, состава, условий образования на всей рассматриваемой территории, содержатся в монографиях (Ерофеев, Цеховский, 1982, 1983; Цеховский, 1987). В основу реконструкции палеоклиматов нами были положены заключения по этому поводу палеонтологов, которые уточнялись или дополнялись результатами литологических исследований.

1. *Палеоклимат.* Климат на маастрихт-среднеэоценовой казахстанско-среднеазиатской суше испытывал определенные изменения во времени и пространстве. В западной ее части в условиях приморских ландшафтов на Казахском щите и прилегающих районах Тургая, Южного Урала, Западной Сибири, а также на западе Тянь-Шаня и Гиссарско-Туркестанской островной суши в течение характеризуемого времени по данным палеофлористов и палинологов господствовал теплый или жаркий палеоклимат, напоминающий субтропический (Заклинская, 1963; Пономаренко, 1966, 1971; Погодаева, Орлова, 1968; Бляхова и др., 1987; Макулбеков, 1987а, б; Олейник, 1987). Причем, на севере рассматриваемой территории этот климат был гумидным (иногда с засушливыми сезонами), а в ландшафтах отмечались участки влаголюбивых вечнозеленых лесов и открытых пространств, напоминающих влажные саванны. На юге

территории (южнее 46° - 48° с.ш.) климат становился аридным, что отражалось в появлении ксерофильной растительности, произрастающей в ландшафтах сухих саванн и полупустынь.

В восточной части Казахстана (Зайсанской впадине и ее обрамлениях) субтропический климат и соответствующие ему флоры отмечаются лишь в эоцене (Ильинская, 1962, 1984; Романова, 1974, 1982; Ржаникова, 1968; Вахромеев, Ахметьев; 1977; Ахметьев, Шевырева, 1989; Ахметьев, 1985). В маастрихте и палеоцене климат, оставаясь теплым, становился здесь несколько более прохладным, что подтверждается широким распространением в составе растительных спектров элементов теплоумеренной флоры (Гренландской провинции) и сокращением в них роли элементов субтропических флор (Гелинденской провинции). Эти палеофлористические провинции были выделены А. Н. Криштофовичем (1955). В конце сенона - дании флоры с преобладанием гренландских элементов и подчиненной роли гелинденских, указывающие на теплоумеренный или переходный тип палеоклимата (от субтропического к теплоумеренному), господствовали на всей восточной периферии Казахстана, прослеживаясь от Зайсанской до Илийской впадин (Ерофеев и др., 1972; Макулбеков, 1987а, б). Важно также отметить, что на востоке Казахстана (подобно западным его районам) с маастрихта по эоцен отмечается произрастание влаголюбивой растительности и соответственно гумидного типа климата севернее 46° - 48° с.ш., и более ксерофильной ее разности, свидетельствующей об аридном типе климата, к югу от этой границы. И, таким образом, как субтропический климат эоцена, так и теплоумеренный климат более древних эпох дополнительно подразделялись здесь на гумидный и аридный подтипы. Одновременно установлено (Ильинская, 1962, 1984; Ахметьев, 1985; Макулбеков, 1987а, б), что в эоцене на характеризующей территории, наряду с общим потеплением климата, который повсеместно становится близким к субтропическому, в нем во второй половине эоцена усиливается общая аридизация, что по данным А.Н. Криштофовича (1955), имело глобальный характер. Это отразилось в усилении ксерофильных признаков в составе субтропических флор Полтавской провинции, сменивших более ранние палеоценовые растительные комплексы на всей рассматриваемой территории.

Помимо нарастания аридности климата в южном направлении, продолжительность сухих сезонов усиливалась и при удалении от побережья моря (например, в Зайсанской впадине), где ксерофильные черты в маастрихт-эоценовых флорах часто отчетливо проявлены (Макулбеков, 1987а, б).

Характеризуя климат, в котором произрастали влаголюбивые лесные флоры раннего кайнозоя, палеоботаники отмечают, что он, хотя и напоминал субтропический, но отличался от последнего

малой сезонной контрастностью, а для палеофлор характерным было смешение элементов разных ботанических провинций. Поэтому в ряде зарубежных регионов подобный палеоклимат иногда выделяют в самостоятельный тип - паратропический (Buzek *et al.*, 1990; и др.), вероятно, сравнивая с современным аналогом данного климата, выделенным для лесной зоны Юго-Восточной Азии (Wolf, 1979), где среднегодовое колебание температур составляет 20 - 25°C. В нашей стране в последнее время данный термин тоже начинает использоваться палеоботаниками при реконструкциях раннекайнозойских климатов (М.А. Ахметьевым и др.). По данным изотопной и магнетиональной палеотермометрии среднегодовые температуры морей, обрамляющих характеризующую сушу, во время произрастания палеоцен-эоценовой флоры также колебались преимущественно в диапазоне 20 - 25°C (Ушаков, Ясаманов, 1978; Ясаманов, 1984), и с этих позиций привлечение термина "паратропический климат" для рассматриваемой территории, возможно, оправдано. Однако пока не ясна степень соответствия древнего паратропического климата современному, возможные черты их различия, ареалы распространения и соотношение с другими палеоклиматами. Поэтому до проведения дополнительных исследований выделение паратропического климата в рассматриваемых регионах, по нашему мнению, преждевременно.

Таким образом, в маастрихте - эоцене на характеризующей территории выделяются две разновидности теплого климата: близкий к субтропическому и теплоумеренный с возможным дополнительным подразделением на гумидный и аридный подтипы. Важно отметить, что умеренно теплые климаты маастрихта - начала палеоцена и более теплые, близкие к субтропическому, во второй половине палеоцена и эоцене были развиты и к северу от изученной нами территории на больших площадях азиатского материка и его северных шельфов, в районах развития современных умеренного, субарктического и арктического поясов (Синицын, 1980; Ушаков, Ясаманов, 1984; Ронов и др., 1981). Однако решению вопросов классификации подобных "вымерших" к настоящему времени климатов должны быть посвящены специальные исследования.

2. *Седиментация.* В конце мела - начале палеогена на характеризующей платформенной суше повсеместно происходит ослабление вертикальных тектонических движений и выравнивание денудационного рельефа, которое затрагивает не только поднятия Казахского щита, но и области альпийского эпиплатформенного орогенеза (районы Алтая, Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и др.). Возникают денудационные пенеплены с практически сплошным чехлом кор выветривания (Цеховский, 1973, 1987; Ерофеев, Цеховский, 1990). На севере территории в гумидной зоне это

каолиновый или латеритный элювий, имеющий мощности десятки метров, а в южной аридной зоне – преимущественно кварцево-гидрослюдисто-сметитовый мощностью до 3 - 10 м, нередко увенчанный известковистыми каличе.

Необходимо отметить, что возможность интенсивного химического выветривания алюмосиликатных кристаллических пород при аридном климате и возникновение глинистого элювиального чехла некоторыми геологами оспаривается, так как в современную эпоху этот процесс не имеет места. Однако было установлено (Ерофеев, Цеховский, 1982, 1983), что в древние эпохи пенеппенизации рельефа резко активизировались процессы химического выветривания не только в гумидных, но и в аридных зонах. В последние годы на территории Тянь-Шаня найдены и подробно охарактеризованы погребенные реликты позднемелового - раннепалеогенового глинистого элювия (Ерофеев, Цеховский, 1990). В данном элювии выветривание (созревание) исходных алюмосиликатных пород останавливалось на кварцево-сметитовой стадии и поэтому его размыв и переотложение также способствовали накоплению относительно зрелых по составу кварцево-сметитовых осадочных пород.

В условиях пенеппенизированного рельефа отсутствовали глубокие врезы эрозийной сети, а мелкие овраги и долины рек не прорезали элювиальный чехол, что способствовало перемыву лишь верхних горизонтов коры выветривания. Это приводило к вовлечению в пути миграции зрелого материала: кварца, каолинита, латеритных обломков в гумидных ландшафтах или кварца и смектита в аридных.

В гумидных палеоландшафтах при перемыве красноцветного каолинового или латеритного элювия осадконакопление осуществлялось преимущественно в субаэральных обстановках в фациях равнинного пролювия, делювия, периодически пересыхающих небольших равнинных рек, озер, болот. Поэтому здесь накапливались, главным образом, красноцветные толщи каолиновых глин или кварцевых алевритов с линзами кварцевых песков или песчаников (с гетит-гематитовым или кремнисто-железистым цементом); в карстовых воронках возникали осадочные бокситы. В условиях крайне медленных скоростей осадконакопления (характерных для ландшафтов пенеппенизации) продукты перемыва кор выветривания после осаждения в областях аккумуляции нередко вновь подвергались процессам выветривания. Причем на них формировались ферралитные почвы (рис. 1а, 1б) мощностью от 0.2 - 0.3 до 3 - 5 м. В результате исходные красноцветы довыветривались, приобретали почвенные текстуры и превращались в пятнисто-красные пестроцветы, а в верхах элювиальных профилей часто возникали кремнисто-глинистые, кремнисто-железистые, же-

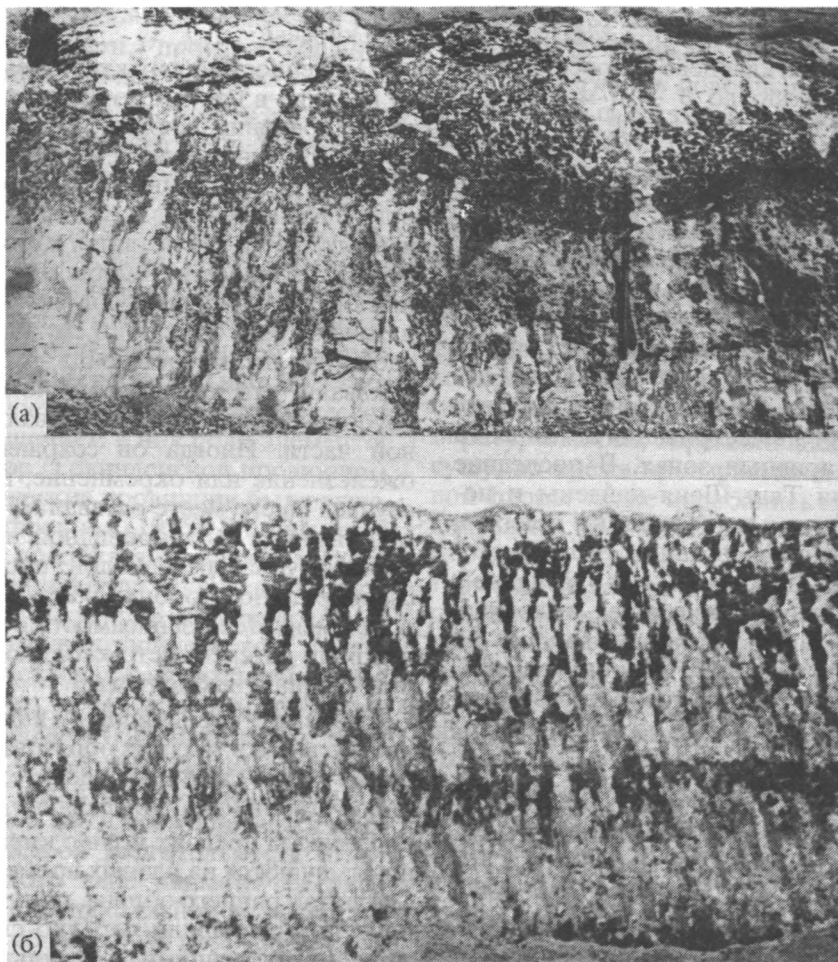
лезистые (гетит-гематитовые), местами латеритные кирасы.

Особенностью характеризуемых кирас является наличие в них многочисленных трубчатых каналов обеления, сформированных вдоль древних корней растений (рис. 1а, 1б) и имеющих субвертикальную по отношению к слоистости ориентировку. Каналы нередко утолщаются в верхах почвенных профилей, ветвятся и утоняются к их основанию; их диаметр, имеющий в сечении круглую или овальную форму, обычно колеблется в диапазоне от 0.5 - 1 до 5 - 20 см, а длина – от первых десятков сантиметров до 0.5 - 2.0 м. Исследования показали, что корень обычно не заполнял весь трубчатый канал, а локализовался в его центральной части. Иногда он сохраняется, испытывая ожелезнение или окремнение, но в большинстве случаев на его месте оставалась пустотка или она заполнялась фарфоровидной глиной. Внешняя часть трубчатых каналов представляет собою своеобразную оторочку вокруг корня, состав которой меняется в зависимости от типа почвенного профиля на кремнисто-каолиновый, каолиновый или каолинит-гипсбитовый.

Размеры корневидных каналов позволяют предположить, что в их образовании могла принимать участие различная растительность от лесной или кустарниковой до травянистой.

Реликты древних почв с кирасами многократно отмечаются на разных временных уровнях маастрихта - раннего эоцена, причем вышележащие почвенные профили нередко сливались в разрезах с нижележащими, в результате пачки пород, преобразованные элювием, могут достигать мощности десятков метров. В целом через горнило древних почвенных процессов прошло до 70 - 80% всего объема характеризуемых отложений. В разрезах последних часто возникал еще один тип кирас, связанный с цементацией кварцевого или латеритного обломочного материала (при циркуляции древних почвенно-грунтовых вод). В зависимости от состава цемента они подразделяются на железистые, кремнистые, глиноземистые и смешанные; в них хорошо сохраняются первичные осадочные текстурные признаки.

В пределах древней аридной суши на юге Казахстана и в Средней Азии продукты перемыва древних аридных кор выветривания накапливались также преимущественно в субаэральной обстановке в фациях равнинного пролювия, делювия, небольших пересыхающих реках, солончатоводных озерах, солончаках, такырах. Эти отложения часто вновь преобразовывались древними аридными почвами, в которых возникали (Цеховский и др., 1991) карбонатные (известковистые или доломитовые, иногда с палыгорокитом) каличе и гипсовые коры. Одновременно высокоминерализованные грунтовые воды, мигрировавшие в прослоях кварцевых песков или алевритов, способствовали осаждению в них гипса или



**Рис. 1.** Маастрихт-эоценовые отложения аркалыкской серии, преобразованные ферраллитными почвами (с вертикальными трубчатыми каналами обеления) в бортах карьеров Аркалыкского месторождения бокситов Центрального Казахстана. (а) – латеритные почвы бокситоносной рудной пачки, мощность разреза 2.5 м; (б) – железисто-кремнисто-каолиновые почвы надрудной пачки (акжарской свиты); общая мощность разреза – 4.5 м.

карбонатов и возникновению гипсовых или известковистых кирас цементации обломочных пород.

Следовательно, как в гумидных, так и в аридных древних пенеппенизированных ландшафтах формировались зрелые красноцветно-пестроцветные отложения преимущественно в субэриальной обстановке, где доминировали фации временных потоков или небольших пересыхающих рек и озер. Характерными также являются малые мощности накопившихся осадков (обычно 10 - 100 м), низкие скорости осадконакопления (0.4 - 3.6 м/млн. лет), наличие многочисленных внутриформационных перерывов, фиксируемых горизонтами мощных и зрелых почв.

Проведенные литологические исследования подтверждают палеоклиматические реконструкции палеонтологов. Литологическими индикаторами теплого (субтропическо-тропического) климата на севере характеризуемой территории слу-

жат мощные каолиновые или латеритные коры выветривания и продукты их перемыва: кварц-каолиновые и бокситоносные отложения с реликтами внутриформационных ферраллитных почв и железистых, кремнистых, местами латеритных кирас. В пользу теплого аридного климата на юге территории свидетельствуют карбонатно-глинистые кварцево-сметитовые коры выветривания и аналогичные по составу продукты их перемыва, обычно загипсованные или карбонатные, с внутриформационными почвами (напоминающие современные слитоземные или краснокоричневые разности) и известковисто-доломитовыми, известковистыми или гипсовыми каличе и панцирями.

Рассматриваемые маастрихт-эоценовые отложения ландшафтов пенеппена резко отличаются от парагенезов пород, формирующихся в условиях расчлененного равнинного или горного рельефа при интенсивных поднятиях областей денудации и прогибания впадин. При этом в гумидном климате

обычно накапливаются, преимущественно в субаквальных обстановках, сероцветные терригенные, нередко угленосные или углистые, формации, обогащенные грубообломочным материалом, имеющие в большинстве случаев незрелый состав обломочных и глинистых минералов. Их мощности часто составляют сотни и тысячи метров, а скорости осадконакопления достигают нескольких десятков или сотен метров в миллион лет.

3. *Особенности седиментационных процессов.* Столь необычный характер древней континентальной седиментации объясняется стабилизацией в маастрихте - среднем эоцене на характеризующей территории вертикальных тектонических движений и пенеппенизацией рельефа. Происходит плавное сводовое (эпейрогеническое) поднятие всей характеризующей суши, которое местами сопровождалось медленным изгибанием поверхности пенепплена и возникновением ряда внутриконтинентальных впадин.

Раскроем основные обстановки древнего красноцветного осадкообразования в гумидных пенеппенизированных ландшафтах (рис. 2а) и сравним их с гумидными обстановками контрастных эпох активизации вертикальных тектонических движений (рис. 2б), когда в условиях расчлененного рельефа возникают обычные терригенные или углистые парагенезы пород (например, современной эпохой на территории Северо-Западной Азии).

В древних ландшафтах пенепплена накопление красноцветных отложений начиналось в областях денудации, где медленно эродировались лишь верхние зоны красноцветных каолиновых или латеритных кор выветривания (рис. 2а). Одновременно в аккумулятивных ландшафтах пенепплена не могли существовать крупные глубокие реки и озера, они распадались на серию небольших мелких блуждающих водотоков и водоемов, куда и поступали красноцветные, преимущественно тонкие глинистые или песчано-глинистые осадки. Важной особенностью ландшафтов являлось наличие практически сплошного, преимущественно глинистого, чехла. В областях денудации он слагался главным образом глинистыми каолиновыми площадными корами выветривания, а в областях аккумуляции – существенно глинистыми продуктами перемива элювия с небольшими линзами или прослоями тонкообломочных пород.

Подобный водонепроницаемый древний чехол с малыми мощностями зоны активного водообмена (в отличие от современного, в строении которого обычно преобладают пористые обломочные породы с хорошими коллекторскими свойствами) препятствовал формированию значительных запасов грунтовых и пластовых вод. Последние, таким образом, не могли подпитывать древние реки, озера, болота. Отсутствие гор в ландшафтах пенепплена лишало последние еще одного важного источника постоянного водного питания, связанного с таянием горных ледников. В подобных ус-

ловиях сохранялся лишь временный источник питания – дождевые воды. Все это существенным образом меняло облик гумидных ландшафтов и характер древних седиментационных процессов.

При массовом выпадении дождей атмосферные воды, попадая на существенно глинистые породы элювиально-осадочного чехла, не могли впитываться и поглощаться ими в значительных масштабах. Стекая в мелкие плоские впадины и небольшие речные долины или озерные котловины, они быстро переполняли их и заливали большие пространства прилегающих плоских междуречий, заросших вечнозелеными лесами, или полуоткрытые пространства, представляющие собою влажные саванны; при этом возникали своеобразные периоды потопов. После прекращения дождей быстро осушались междуречья, значительно мелела или пересыхала большая часть рек, озер, болот, лишенных постоянного водного питания, субаэральные обстановки становились главенствующими и большая часть отложившихся осадков преобразовывалась почвами. В данных обстановках доминировал плоскостной смыв тонкого терригенного материала временными потоками из более повышенных участков в пониженные, причем равнинный пролювий, возможно, накапливался не только в полуоткрытых саваннах, но и в прилегающих лесных массивах.

В обстановке субаэрального диагенеза, где отсутствовали условия для захоронения в осадках органики, продукты перемива кор выветривания обычно сохраняли первичную красноцветную окраску или становились пятнисто-красными в древних почвах. Лишь локально в субаквальных обстановках аллювиальных или озерно-болотных фаций местами захоронялась небольшая часть органики и осуществлялись процессы пластово-диагенетического обеления пород. Следует подчеркнуть, что в современную эпоху, характеризующуюся активизацией вертикальных тектонических движений на континентах, условия для возникновения денудационных пенеппленов являются неблагоприятными. Развитие на больших площадях ряда континентов поверхности выравнивания с мощными корами выветривания являются реликтами древних пенеппленов, которые в настоящее время подвергаются интенсивному разрушению (Кинг, 1968). Их ярким примером могут служить реликты древних поверхностей выравнивания, развитые на вершинах ряда современных хребтов (например, на Алтае, Сауре, Тянь-Шане и др.). В свою очередь к аккумулятивным пенеппленам не могут быть отнесены и современные обширные внутриконтинентальные равнины (например, Восточно-Европейская или Западно-Сибирская). В отличие от рассматриваемых поверхностей выравнивания они обладают более глубоко врезанной сетью эрозивно-речной сети и располагаются на относительно высоко приподнятых над уровнем моря континентальных блоках. Это

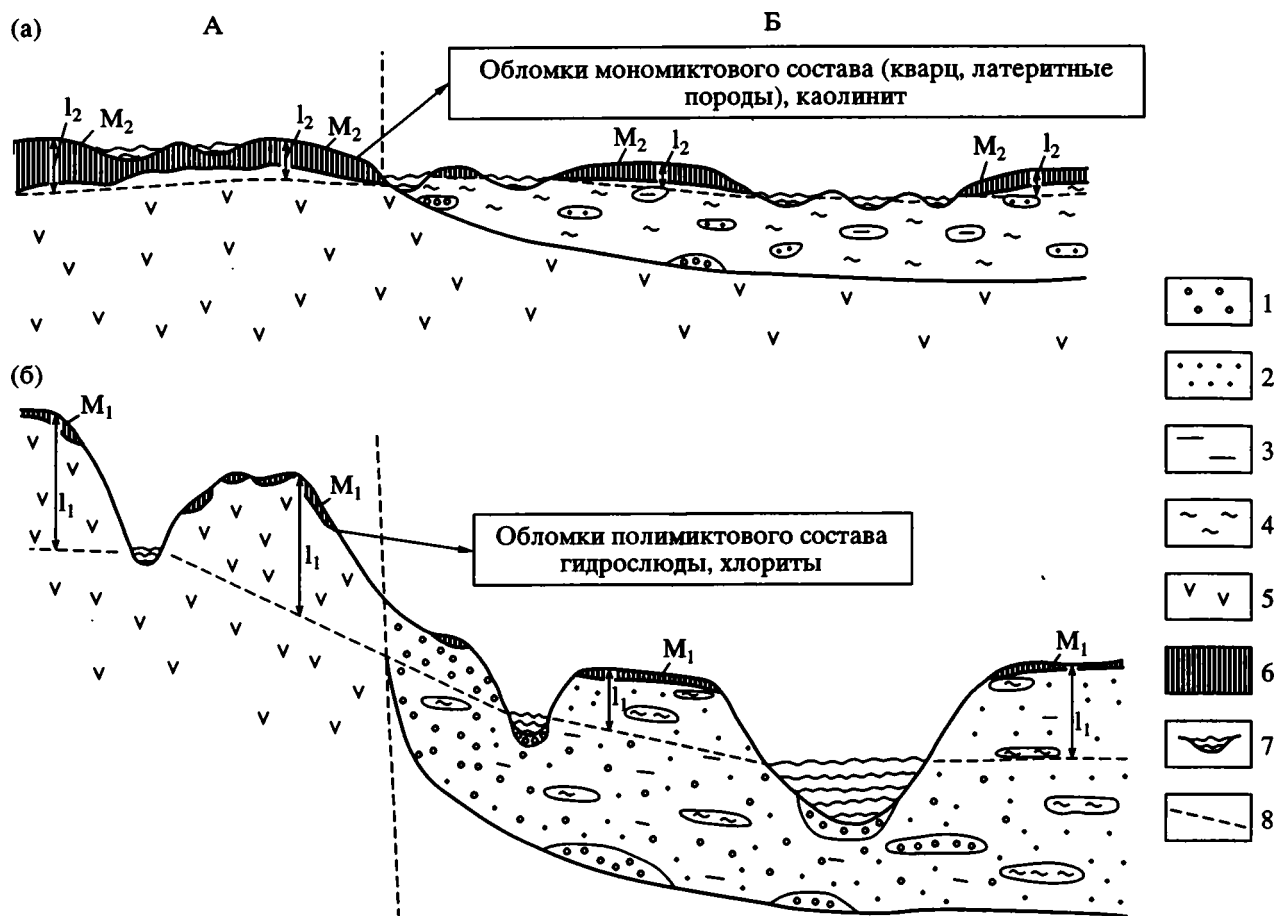


Рис. 2. Гумидные ландшафты эпох с различным тектоническим режимом.

(а) – этап слабых вертикальных тектонических движений и пенеппенизации рельефа; (б) – этап активизации вертикальных тектонических движений и возникновения расчлененного рельефа. А – область денудации, Б – область седиментации. 1 – галечники; 2 – пески; 3 – алевроиты; 4 – глины; 5 – не измененные выветриванием коренные породы; 6 – элювиальный чехол (коры выветривания и почвы); 7 – водоемы или водотоки; 8 – уровень грунтовых вод; 1 – мощность зоны активного водообмена ( $I_1 > I_2$ ), М – мощность элювиального чехла ( $M_1 < M_2$ ).

способствует относительно высоким скоростям течения здесь рек, что приводит к транспортировке и накоплению в них более грубообломочных пород (песков, алевроитов, алевроитовых глин или суглинков, преимущественно не зрелых по составу), в отличие от характеризуемых ландшафтов пенеппена, где основной фон осадков представлен зрелыми по составу отложениями (преимущественно глинами с подчиненными прослоями алевроитов и песков). Относительно быстрое прогибание современных аккумулятивных равнин исключает формирование здесь мощных внутриформационных элювиальных профилей с глубоким химическим преобразованием в них исходного алюмосиликатного субстрата, подобных маастрихт-эоценовым, и высокую формациообразующую роль процессов почвенного литогенеза.

Таким образом, пенеппенизация ландшафтов вполне объясняет необычный характер древней гумидной седиментации: доминирование субэкральных обстановок, причину широкого фор-

мирования пролювиальных отложений, исчезновение угленосных формаций и расцвет красноцветных, их зрелый состав, медленные скорости осадконакопления, обилие внутрiformационных перерывов и пр.

Особенностью рассматриваемого этапа являлась малая контрастность древних ландшафтов, фациальных обстановок осадконакопления и палеоклиматов. В рассматриваемое время на больших площадях характеризуемой платформенной суши исчезал горный или сильно расчлененный равнинный рельеф и соответственно горные или равнинные реки с повышенной гидродинамикой вод, а также крупные озерные бассейны и болотистые пространства, отсутствовали условия для формирования пород полимиктового или мезомиктового состава, прекращалось возникновение углистых и угленосных толщ, климат хотя и менялся, но повсеместно оставался теплым. Первичные текстурные признаки осадочных пород часто нивелировались при их преобразованиях в древ-



них почвах, где определяющими становились довольно однотипные наложенные текстуры последних. Поэтому облик, строение и состав отложений маастрихта - эоцена почти не изменялся при прослеживании их по латерали в пределах рассматриваемых гумидной или аридной климатических зон.

4. *Пространственная корреляция этапа.* Ранее отмечалось (Цеховский, 1987), что проявившийся в Казахстане и окружающих его регионах этап замедления вертикальных тектонических движений и выравнивания рельефа в конце мела - начале палеогена охватил огромные площади многих платформ и имел субглобальный характер. Об этом свидетельствуют основные палеогеоморфологические и литологические признаки этого этапа: пенеппенизированные ландшафты, мощные площадные коры выветривания и продукты их перемыва (например, на гумидной суше - красноцветные или пестроцветные кремнисто-каолиновые или бокситоносные толщи). Факты, касающиеся глобального распространения раннекайнозойской поверхности выравнивания, содержатся в публикациях Л. Кинга (1968) и его последователей; ряд авторов отмечают вспышку процессов бокситообразования в конце мела - начале палеогена (Бардошши, 1981; Акаемов и др., 1975; Цеховский, 1987). Есть свидетельства о широком развитии континентальных кремнисто-каолиновых толщ на границе мела и палеогена в пределах разных материков Южного полушария Земли (Patridge, Maud, 1990) и заключение этих авторов о глобальном характере данного явления. Исследования Д. Гассовой (Cassaway, 1985, 1988, 1989, 1990) по Северной Америке указывают, что и там континентальные кремнисто-каолиновые толщи прослежены на больших площадях. Это, наряду с данными по Южному полушарию и нашими материалами по Западной Азии, подтверждает вывод об их субглобальном распространении.

На примере северной Азии было установлено (Цеховский, 1987), что возрастная диагональ характеризуемого этапа был максимальным (маастрихт - средний эоцен) во внутренних стабильных участках платформы и минимальным (палеоцен - эоцен или часть эоцена) на периферии платформ на границе с областями кайнозойской складчатости. В последних признаки характеризуемого этапа обычно не улавливаются (исключая ряд участков Средиземноморья, где нередко формировались латеритные и осадочные карстовые бокситы).

Дополнительно представления о преобладании в раннем кайнозое (палеоцене) процессов выравнивания платформенной суши на различных континентах содержатся в работе А.Б. Ронова, В.Е. Хаина, А.Н. Балуховского (1989). Было установлено, что литологические индикаторы маастрихт-среднеэоценовых ландшафтов пенеппени (бокситоносные, кремнисто-каолиновые или квар-

цево-сметитовые толщи, связанные с перемывом кор выветривания) не испытывают заметных изменений в различных регионах мира и остаются подобными изученным на территории Казахстана. Это является следствием общности палеотектонических и палеоклиматических обстановок, проявившихся в то время на больших площадях Земли: ослабление вертикальных тектонических движений и наличие теплых палеоклиматов. Характеристика последних для всего земного шара раскрывается в ряде публикаций (Ронов, Балуховский, 1981; Ушаков, Ясаманов, 1984).

*Событийный анализ и выводы.* Этап глобальной пенеппенизации рельефа в конце мела - первой половине палеогена, охвативший обширные площади суши на разных континентах Земли и совпадающий с глобальным потеплением палеоклимата, позволяет с новых позиций подойти к рассмотрению или объяснить ряд необычных геологических событий того времени (литологических, палеобиологических и палеоклиматических).

*Литологические события.* К их числу относится вспышка в характеризуемое время красноцветной седиментации на гумидной и аридной суше. Вопрос о причинах массового образования красноцветных формаций в истории Земли остается еще спорным. Для конца фанерозоя, когда растительность завоевала сушу, А.И. Анатольева (1980), Н.М. Страхов (1963) считают теплый или жаркий переменено-влажный и аридный климат основным фактором, определяющим красноцветный характер седиментации. А.В. Сочава (1979) связывает это же явление с повышением содержания кислорода в атмосфере для ряда геологических эпох и увеличением ее окислительного потенциала. Наши исследования, как отмечалось выше, позволяют связать массовое возникновение красноцветных формаций в гумидных и аридных ландшафтах конца мела - начала палеогена с двумя основными факторами: жарким или теплым климатом и наличием пенеппенизированных ландшафтов (Цеховский, 1987).

Кроме того, существование характеризуемого этапа пенеппенизации на больших площадях земной суши объясняют также данные А.Б. Ронова с соавторами (1986) о причинах, аномально низких для палеоцена средних величинах эрозионного среза суши и средних скоростях: денудации континентов, а также седиментации (на суше, континентальных окраинах и в океанах). В свою очередь малые объемы вещества, сносимого с пенеппенизированной суши в континентальные и морские бассейны седиментации, раскрывают причину широкого проявления в отложениях раннего кайнозоя перерывов осадконакопления, которые в континентальных толщах фиксируются не только поверхностями размыва, но и мощными почвенными горизонтами.

Палеобиологические события. Важная роль рельефа суши в формировании питательных ресурсов морей и океанов отмечена в ряде публикаций (Тарпан, 1968, 1979). При этом показано, что с выровненной суши, покрытой корой выветривания, сносятся мало питательных веществ, что может приводить к истощению пищевых ресурсов морей и океанов и, следовательно, способствовать вымиранию биоты в этот интервал времени. Действительно, пенеппенизированная маастрихт-среднеэоценовая суша, покрытая корама выветривания или продуктами ее перемыва, венчалась остаточными элювиальными панцирями и кирасами и была резко обеднена главными биофильными элементами, необходимыми для жизнедеятельности организмов: фосфором, серой, кальцием, калием и др., включая многие редкие и рассеянные компоненты. Это, несомненно, отрицательно сказывалось на жизнедеятельности морских и континентальных организмов и, как считается, могло способствовать их деградации или вымиранию на определенных порогах истощения этих пищевых ресурсов. Однако наличие пенеппенизированной суши, которая воздействовала на осадкообразование и биоценозы длительное время (с маастрихта до первой половины эоцена), являлось лишь одним, и, вероятно, не самым главным, фактором, способствующим изменению органического мира в характеризуемое время. Вместе с тем, большое влияние данной суши на пищевые ресурсы несомненно и это необходимо учитывать при изучении изменений континентальной и морской биоты.

Палеоклимат. Вопросы воздействия палеорельефа суши на древний климат в общей форме рассмотрены В.М. Сеницыным (1980). Отмечается, что с понижением ее гипсометрического уровня климат материков должен становиться более теплым и влажным, вследствие повышения атмосферного давления и ослабления испарения. Известно также влияние высоких горных хребтов на распределение дождевых осадков, возникновение вертикальной климатической поясности, появление обводненных ландшафтов в предгорьях. Ранее отмечалось, что в характеризуемый нами этап пенеппенизации рельефа с теплым климатическим периодом в истории Земли отсутствовали сходные с современными арктический, субарктический и холодный умеренный пояса, а все многообразие климатов укладывалось в узкий диапазон: экваториальный, субтропический, теплоумеренный, с дополнительным подразделением по влажности на гумидную и аридную зоны.

В настоящей статье мы не касаемся рассмотрения главных возможных причин глобального потепления палеоклиматов в истории Земли, которые остаются дискуссионными (Сеницын, 1980; Ронов, Балуховский, 1981; Ушаков, Ясаманов, 1984). Отметим лишь, что относительно низкая

гипсометрия пенеппенизированной суши должна была способствовать потеплению палеоклимата (Сеницын, 1980), а отсутствие гор в ландшафтах пенеппен приводило к исчезновению вертикальной климатической поясности, способствуя его малой контрастности. Однако основной причиной малой контрастности климата в маастрихт-эоцене было отсутствие холодных и ледовых зон в приполярных частях Земли характеризуемых эпох, что исключало вторжение в рассматриваемые районы охлажденных воздушных масс или вод с атмосферными циклонами и течениями из арктических областей высоких широт. При подобных условиях в пределах мало контрастного климата, реально подразделявшегося лишь на теплый и теплоумеренный, более дробное выделение климатических зон определялось степенью его засушливости, а в приполярных районах дополнительно сказывалось наличие здесь полярного дня и ночи.

В целом для характеризуемых ландшафтов пенеппена сохранялась общая закономерность, по которой в приморских ландшафтах господствовали более влажные климаты, а во внутриконтинентальных областях они становились более сухими (вплоть до аридных). В то же время отмеченная ранее слабая водонасыщенность ландшафтов пенеппена, неустойчивый характер озерно-речной сети, небольшие запасы грунтовых вод – все это способствовало сокращению территорий занятых обводненными ландшафтами и снижало интенсивность испарения в областях внутриконтинентального гумидного литогенеза, усиливало сухость климата в аридных зонах и приводило к расширению площадей их распространения. Это отражалось и на составе растительности. Примором могут служить отмеченные ранее ксерофитные черты палеоэоцен-эоценовой флоры во внутриконтинентальных областях (Зайсанская впадина), сравнительно с приморскими районами (Северный Казахстан), где она носит типично гумидный облик (Макулбеков, 1987).

Важно отметить, что хотя пенеппенизация обширных частей суши сама по себе не объясняет причин появления теплых биосфер в истории Земли, ее влияние на характер и распределение климатических зон в эти эпохи очевидно.

В заключение отметим, что этапы пенеппенизации обширных пространств суши и появление теплого мало контрастного палеоклимата, помимо маастрихта - среднего эоцена, устанавливаются и в более древние эпохи фанерозоя. Например, для начала мезозоя отмечено формирование раннемезозойской глобальной поверхности выравнивания (Кинг, 1968; Герасимов, 1970), с которой, в частности, связывается образование на территории бывшего СССР мощных площадных кор выветривания (Петров, 1973; Поверхности выравнивания ..., 1974), а также интенсивное бокситообразо-

вание в различных регионах Земли (Богатырев, 1980; Бардошши, 1981). Однако детальные исследования этой и других древних эпох выравнивания пока не проводились.

Не исключено, что глобальная пенеplanation платформенной суши и нередко сопутствующее этому явлению синхронное потепление палеоклиматов на разных рубежах развития Земли являлись следствием единой причины, выяснение которой – также дело будущего.

Работа выполнена при финансовой поддержке Государственной научно-технической программы России, проект 1/4.5.2. “Глобальные изменения природной среды и климат”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акаемов С.Т., Пастухова М.В., Теняков В.А. и др.* Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли // Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. С. 55 - 78.
- Анатольева А.И.* Современное состояние изученности красноцветных отложений // Проблемы изучения красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1980. С. 5 - 22.
- Ахметьев М.А.* Флоры Зайсанской впадины на рубеже эоцена и олигоцена // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 11. 1985. С. 76 - 85.
- Ахметьев М.А., Шевырева Н.А.* Флора цагайского типа в Призайсанье (восточный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 6. С. 80 - 90.
- Бардошши Д.* Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981. 454 с.
- Богатырев Б.А.* Триас-юрские коры выветривания и бокситы Средней Азии. М.: Наука, 1980. 199 с.
- Бляхова С.М., Кальменова А.Х., Пономаренко З.К.* Стратиграфическое значение раннепалеогеновых флор Казахстана и особенности их формирования // Палинология Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1971. С. 93 - 97.
- Вахрамеев В.А., Ахметьев М.А.* Высшие растения по данным изучения листьев // Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1977. С. 39 - 65.
- Герасимов И.П.* Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли // Геоморфология. 1970. № 1. С. 19 - 27.
- Ерофеев В.С., Макулбеков Н.М., Пономаренко З.К.* Первая находка верхнемеловых отложений, охарактеризованная флорой в Илийской впадине // Сов. геология. 1972. № 3. С. 121 - 125.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных парагенезов. Семейство гумидных парагенезов. М.: Наука, 1982. 209 с.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений. Семейство аридных парагенезов, эволюционная периодичность. М.: Наука, 1983. 192 с.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Древний аридный элювий Тянь-Шаня // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 1. С. 29 - 48.
- Заклинская Е.Д.* Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 257 с.
- Ильинская И.А.* О сменах флор в Зайсанской впадине с конца верхнего мела до конца миоцена // Докл. АН СССР. 1982. Т. 146. № 6. С. 1408 - 1411.
- Ильинская И.А.* К характеристике флоры и растительности Зайсанской впадины времени существования обайлинской фауны // Флора и фауна Зайсанской впадины. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 22 - 32.
- Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1968. 686 с.
- Криштофович А.Н.* Развитие ботанико-географических областей Северного полушария с начала третичного периода // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 824 - 844.
- Макулбеков Н.М.* Климат палеогена Казахстана и Центральной Азии (по палеоботаническим данным) // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987а. С. 140 - 147.
- Макулбеков Н.М.* Развитие и смена флористических комплексов палеогена Казахстана, Средней Азии, Монголии // Палеонт. журн. 1987б. № 3. С. 77 - 83.
- Мейен С.В.* Следы трав индийских. М.: Мысль, 1981. 159 с.
- Олейник Э.С.* Палеоклиматы среднего эоцена и олигоцена Таджикской депрессии // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 148 - 154.
- Петров В.П.* Основы учения о древних корях выветривания. М.: Наука, 1967. 433 с.
- Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974. 486 с.
- Погодаева Т.В., Орлов И.В.* Палинологическая характеристика палеоценовых отложений Центрального Казахстана // Палеопалинологический метод в стратиграфии. Л.: Недра, 1968. С. 199 - 204.
- Пономаренко З.К.* Палеоклиматические условия образования бокситов Казахстана // Генезис бокситов. М.: Наука, 1966. С. 186 - 190.
- Пономаренко З.К.* Маастрихтские флоры Казахстана и особенности их формирования // Палинология Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1971. С. 93 - 95.
- Ржаникова Л.Н.* Палинологическая характеристика палеогена и неогена Зайсанской впадины. Алма-Ата: Наука, 1968. 223 с.
- Романова Э.В.* Итоги изучения палеоценовой флоры г. Киин-Кериш // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 130 - 163.
- Романова Э.В.* Новое о флоре Тайжугзена // Фауна позвоночных и флора мезозоя и кайнозоя северо-востока и юга Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1982. С. 126 - 132.
- Ронов А.Б., Балуховский А.Н.* Климатическая зональность материков и общие тенденции изменения климатов в позднем мезозое и кайнозое // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 112 - 136.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Глобальный количественный баланс седиментации на континентах и в океанах за последние 150 миллионов лет // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 3 - 12.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Л.: Изд-во АН СССР, 1989. 74 с.

- Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 245 с.
- Сочава А.В.* Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 206 с.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Ушаков С.А., Ясаманов Н.А.* Дрейф материков и климаты Земли. М.: Мысль, 1984. 203 с.
- Цеховский Ю.Г.* Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гетит-каолиновой формации. М.: Наука, 1973. 185 с.
- Цеховский Ю.Г.* Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1987. 187 с.
- Цеховский Ю.Г., Касимов Н.С., Котова Л.В., Пинхасов Б.И.* Древний палыгорскитовый элювий Тянь-Шаня // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 2. С. 3 - 19.
- Ясаманов Н.А.* Климаты и ландшафты юры, мела и палеогена юга СССР. Автореф. докт. дисс. М., МГУ. 1978. 53 с.
- Buzek C., Fejfar, Konzalova M.* Floristic changes around Stehlin's Grande Coupure in Central Europe // Palaeofloristic and palaeoclimatic changes in the cretaceous and tertiary Proceedings of the Symposium, 1989. Prague, 1990. P. 167 - 181.
- Gassaway J.* Silcrete-possible paleocene marker beds in Montana // Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programs. 1985. V. 17. № 4. P. 219.
- Gassaway J.* Silcrete-paleocene marker beds in the Western Interior // Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programs, 1988. V. 20. № 7. P. 379.
- Gassaway J.* Utility of san Juan Basin silcretes // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1989. V. 73. № 9. P. 1156 - 1157.
- Gassaway J.* Silcrete of Wyoming // Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programs. 1990. V. 22. № 6. P. 11.
- Patridge T.C., Maud R.R.* The end-Cretaceous event: New evidence from the southern hemisphere // South African J. Sci. 1989. V. 85. № 7. P. 428 - 430.
- Tappan H.* Primary production, isotopes, extinctions and the atmosphere // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoec. 1968. V. 4. P. 187 - 210.
- Tappan H.* Protistan evolution and extinction at the Cretaceous / Tertiary boundary // Cretaceous - Tertiary boundary events: Symp. Copenhagen. 1979. V. 2. P. 13 - 21.
- Wolf J.A.* Temperature parameters of humid to Mesic forests of Eastern Asia and relation to forests of other regions of the northern hemisphere and Australia // Geol. Surv. Profess. Pap. 1979. № 1106. P. 1 - 37.

Рецензент А.Г. Пономаренко



Эволюция биосферы

УДК 56(118.1):564.28(470.6)

## ЭПИЗОДЫ БИОГЕННОГО КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ В ПАЛЕОГЕНЕ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ ТЕТИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

© 1994 г. Э. П. Радионова, И. Е. Хохлова

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер. 7, Россия

Поступила в редакцию 17.06.92 г., получена с доработки 12.05.93 г.

На основании анализа распределения кремневого планктона в серии палеогеновых разрезов Северного Кавказа, Крыма, Мангышлака показано, что в этом регионе биогенное кремненакопление происходило эпизодически. Зафиксировано 7 стратиграфических интервалов, когда в терригенно-карбонатных отложениях появлялись кремневые организмы – радиолярии, диатомеи, силикофлагелляты или губки, в определенных фациальных обстановках формировавшие кремневые толщи (прослои). Синхронность выделенных уровней подтверждается корреляцией с зонами по наннопланктону или планктонным фораминиферам. Интервалы приурочены к верхней части палеоцена (один уровень), нижнему эоцену (2 уровня), среднему эоцену (2 уровня), олигоцену (2 уровня). Элементы общей зональной шкалы по радиоляриям удалось выделить для нижнего и нижней части среднего эоцена: зоны *Buryella clinata*, *Phormoscurtis striata striata*, *Ductioproga mongolfieri*; по силикофлагеллятам – для верхней части среднего эоцена: зона *Dictyochoa hexacantha*; по диатомеям для верхней части олигоцена: зона тропической шкалы – *Bogorovia veniaminii*.

В течение палеогена Северный Кавказ представлял собой глубоководную часть эпиконтинентального бассейна с преимущественно карбонатным и карбонатно-терригенным типом осадконакопления, в пределах которого существовали зоны с различными условиями отложения осадков. Несмотря на большую пестроту фациального состава отложений, характер и тенденции палеогенового осадконакопления имели сходные черты практически по всей северной периферии Тетиса. Известно, что кремненакопление для этой области в целом было не характерно.

Севернее, в более мелководной части того же бассейна, располагавшегося на юге Русской платформы, в течение палеогена отлагались преимущественно терригенно-кремнистые толщи с широким развитием диатомитов и трепелов. Кажется непонятным, почему при столь широком развитии кремневых организмов в шельфовых разрезах северной периферии Тетиса (юга Русской платформы), они отсутствуют в смежных более глубоких частях того же бассейна.

Однако, в геологических описаниях разных районов Северного Кавказа имеется немало указаний на появление “кремневых прослоев”, “опоквидных глин”, “желваков кремней” в отложе-

ниях верхнего палеоцена нижнего и среднего эоцена, олигоцена.

Многие исследователи указывали на присутствие радиолярий и диатомей в палеогеновых отложениях этого региона, однако, эпизодичность появления, бедность систематического состава и нередко плохая сохранность затрудняли изучение этих организмов как для стратиграфических, так и для литологических целей.

Тем не менее, находки радиолярий в верхнем палеоцене Причерноморского прогиба (Чекунов и др., 1976), Западного Кавказа (Борисенко, 1958, 1960), в нижнем эоцене Западного Кавказа (Крашенинников, 1960) и Кобыстана (Мамедов, 1970), в кумской свите и ее аналогах (Шуцкая, 1970; Моксякова, 1972), диатомей в сузакской свите Туркмении (Тесленко, 1949), майкопской свите Западного и Восточного Кавказа (Гроссгейм, 1960; Богданович, 1960; Шешукова-Порецкая, Глезер, 1962; Жузе, 1978) позволили предположить существование стратиграфических интервалов, когда биогенное кремненакопление происходило достаточно интенсивно по всему региону, а иногда даже доминировало над карбонатным.

Основой настоящего исследования явилось подробное изучение кремневого планктона (радиолярий, диатомей, силикофлагеллятов), а иногда и

бентоса (спикулы) из опорных разрезов палеогена Западного (р. Кубань), Центрального (р. Хеу) и Восточного (р. Рубас-Чай) Кавказа с привлечением дополнительных материалов из разрезов с. Насыпное (Восточный Крым) по рекам Большой Зеленчук и Урух. Наннопланктон из тех же разрезов изучался Н.Г. Музылевым, а фораминиферы В.Н. Беньямовским, что дало возможность осуществить привязку уровней, содержащих кремневые организмы, к зональным шкалам по карбонатному планктону.

Хотя специальные литологические задачи нами не ставились, материал из опорных разрезов был изучен в шлифах. Это дало возможность оценить степень перекристаллизации, в ряде случаев установить первичный состав осадка и определить содержание в нем кремневых организмов.

В каждом из опорных разрезов было установлено несколько уровней появления кремневых организмов, хотя встреченный кремневый планктон нередко был беден и ограничивал возможности детальной стратиграфической привязки. Корреляция с зональными подразделениями по карбонатному планктону позволила установить синхронность выделенных уровней во всех изученных разрезах. Располагая ограниченным фактическим материалом, мы обратились к богатым литературным данным, имеющимся по палеогену Северного Кавказа, которые позволили подтвердить устойчивость стратиграфического положения большинства выделенных уровней по всему региону. Однако настоящее сообщение носит предварительный характер, поскольку литологические особенности и стратиграфический объем интервалов, содержащих кремневый планктон, будут еще изучаться в других разрезах.

## НИЖНИЙ ПАЛЕОЦЕН

В центральной части Северного Кавказа и на Восточной Кубани в основании палеоцена располагаются алевроитовые мергели эльбурганской свиты. В разрезе по р. Курджипис Н.Н. Борисенко (1960) были обнаружены радиолярии (в основном, сфероидеи и дискоидеи), встречаемые совместно с фораминиферами. На Западной Кубани радиолярии сходного таксономического состава были обнаружены в мергелях свиты Цице – возрастном аналоге эльбурганской (Субботина, 1950). Однако данные о положении этих комплексов в разрезе и привязка к зонам по карбонатному планктону отсутствуют.

## ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЦЕН

Биогенное кремненакопление в отложениях верхнего палеоцена отмечается повсеместно. На западе (флишевая зона Северо-Западного Кавказа и Западная Кубань) верхняя часть нижнего палеоцена и нижняя часть верхнего палеоцена сло-

жены темными глинами и алевролитами свиты Горячего ключа. Во флишевой зоне Северо-Западного Кавказа от Черноморского побережья до бассейна р. Пишиш свита Горячего ключа подразделена на 4 подсвиты (Шибик, Псекупская, балки Кипячей и Ахтырская). Каждая из них содержит комплекс радиолярий совместно с песчаными фораминиферами (Н.Н. Борисенко, 1960). В разрезе балки Глубокой (Западная Кубань), в свите Горячего ключа также обнаружены радиолярии, но худшей сохранности. Из описанного Н.Н. Борисенко комплекса лишь некоторые виды встречаются в палеоценовых осадках океанических бассейнов.

Наиболее четкий и хорошо прослеживающийся интервал, содержащий кремневый планктон, приурочен к верхней части палеоцена. Нами он был изучен в разрезах по рекам Кубань и Хеу.

По р. Кубань верхняя часть палеоцена представлена абазинской свитой, сложенной переслаиванием темно-серых, местами слюдистых глин и светло-серых кремнистых аргиллитов, имеющих местами конкреционное строение. Мощность свиты варьирует от 25 до 30 м. Из кремнистых прослоев этой свиты нами были выделены комплексы радиолярий и диатомей.

В нижней части свиты встречены радиолярии плохой и средней сохранности: *Cenosphaera* sp., *Thecosphaera* cf. *lamacium*. В средней части свиты в нескольких пересечениях обнаружен слой, содержащий многочисленные сильно ожелезненные (?) диатомеи *Coscinodiscus* (?) *vigilans* sensu Gleser. Наиболее богатые комплексы радиолярий и диатомей приурочены к самым верхам абазинской свиты. Кроме мелких сфероидей из родов *Cenosphaera* и *Thecosphaera*, встречены *Dorcadospyris confluens* Ehrenberg и *Lamocalpis* (?) *smili* Middour. По данным Э.Г. Козловой (1984), первый вид был найден в сызранской свите Поволжья, в слоях с *Buryella tetradica* и описан из верхнего палеоцена - нижнего эоцена Мексиканского залива. Второй вид встречен в марсятской свите Восточного Зауралья, талицкой свите (зона *Cromyocarpus ovatus*, установленная А.И. Григорьевой (1975)) в Западно-Сибирской низменности, а также в слоях с *Buryella tetradica* в Поволжье и в формации Крик, Миссури. В этих слоях обнаружен также комплекс диатомей, содержащий *Melosira sulcata* var. *sibirica*, *Coscinodiscus* aff. *symbirskianus*, *C. decrescens*, *Ruxidicula weyrrechtii*. Следует отметить, что до настоящего времени палеоценовые диатомеи были известны только из разрезов Русской и Сибирской платформ, а для более южных районов – только из сузакской свиты Средней Азии (Тесленко, 1949). Встреченный нами комплекс значительно беднее, чем сузакский, но также обнаруживает общие элементы с палеоценовым комплексом диатомей Русской платформы.

Возраст абазинской свиты датирован по карбонатному планктону; они соответствуют зоне Аса-

*rinina acarinata* по фораминиферам и *Discoaster multiradiatus* по наннопланктону – верхним зонам палеоцена Крымско-Кавказской и океанических шкал.

Если проследивать этот уровень на запад, следует указать на находки радиолярий из абазинской свиты по р. М. Зеленчук и из одновозрастной ильской свиты по р. Пишиш (Борисенко, 1960). Нами обломки радиолярий и единичные диатомеи были найдены в черных глинах верхнего палеоцена Восточного Крыма в разрезе Насыпное, откуда Н.Г. Музылевым также был определен наннопланктон верхней части зоны *Discoaster multiradiatus*. Наиболее западные аналоги этой кремнистой толщи – опоки и опокovidные глины мирненских слоев палеоцена Причерноморского прогиба, выделяемых западнее Евпатории (Чекунов и др., 1970).

К востоку от р. Кубань одновозрастный комплекс радиолярий найден в Нальчикской структурно-фациальной зоне по р. Хеу. Выше черного сапропелевого пласта верхнего палеоцена, содержащего наннопланктон зоны *Discoaster multiradiatus*, залегает толща зеленовато-серых слабокарбонатных глин, чередующихся со светло-серыми опокovidными глинами, а в верх по разрезу сменяющимися плотными кремнистыми аргиллитами, оливково-зелеными на свежем сколе, приобретающими при выветривании белесо-серую окраску. Мощность толщи около 35 м. Изучение шлифов показало, что кремнистые прослои являются сильно перекристаллизованными радиоляритами, включающими и диатомеи, выделить которые, однако, не удалось.

Кроме многочисленных спонгодисцид и сфероидей здесь определены *Cromyodruppa ovoidea*, *Ommatogramma bilobatus*, *Spongasteriscus aff. cruciferus*, *Phormocyrtis striata exquisita*, *Lychnocanoma sp.*, *Petalospyris aff. foveolata*, *Dictyomitra sp.*

Виды *P. striata exquisita*, *P. foveolata* появляются во второй половине палеоцена. Некоторые представители рода *Dictyomitra*, распространенного в верхнемеловое время, продолжают встречаться в палеоцене. Для умеренных широт характерны *Ommatogramma bilobatus* и *Cromyodruppa ovoidea* (Борисенко, 1959; Липман, 1957; Козлова, 1983).

На рис. 1 показано стратиграфическое положение этого уровня в изученных разрезах, а на рис. 2 – разрезы, в которых в верхнем палеоцене были найдены радиолярии.

Наличие “опокovidных пород” или “кремнистых аргиллитов” отмечается для большинства разрезов абазинской свиты, однако вопрос о первичном или вторичном характере кремнистости остается открытым. Из изученных нами разрезов определенно можно говорить о первично кремневых отложениях только для верхнего палеоцена р. Хеу.

Еще Е.К. Шуцкая (1970) описывала эту толщу как чередование карбонатных, фораминиферовых и кремнистых (радиоляриевых) прослоев. В разрезе абазинской свиты р. Кубань радиолярии и диатомеи обнаружены только при отмывке глинистых прослоев, а т.н. “кремнистые прослои” сложены вторичным кварцем и кремневых организмов не содержат. Вторичное происхождение имеет и кремнезем в палеоцене р. Рубас-Чай, разрез которого представлен преимущественно окремнелыми известняками.

Большой интерес представляет собой источник вторичного кремнезема. Учитывая четкую стратиграфическую приуроченность прослоев вторичного кремнезема, естественно предположить, что он обусловлен растворением кремневых организмов, но материала для решения этого вопроса далеко недостаточно.

## НИЖНИЙ ЭОЦЕН

В нижнем эоцене радиолярии указываются из глинистых алевроитов георгиевского горизонта черкесской свиты по рекам Курджипс и Белая (Борисенко, 1960). Более разнообразный комплекс радиолярий, отнесенных к родам *Cenosphaera*, *Cromyodruppa*, *Thecosphaera*, *Ellipsoxiphus*, *Spongodiscus*, *Stylodictya*, *Tricolocapsa* описан ею из разрезов зыбзинской свиты. В.А. Крашенинниковым (1960) из нижнего эоцена западной части Северного Кавказа по разрезам от ст. Крымская на западе до р. Пишиш на востоке было описано два комплекса радиолярий. Нижний комплекс был выделен также из зыбзинской свиты и скоррелирован с зоной *Globorotalia subbotinae*, а верхний – из кутаисской свиты и соотнесен с зоной *Globorotalia aragonensis*. Широкое распространение в этих комплексах спуммелярий родов *Dorylonchidium*, *Acanthosphae*, *Ellipsostylus*, *Ellipsoidium*, *Staurodiscus*, *Hagiastrum* и населярий резко отличает нижнеэоценовые комплексы радиолярий от верхнепалеоценовых. Ряд видов радиолярий, описанных В.А. Крашенинниковым из этих разрезов (*Lithome Spilus (?) mendosus*, *Phormocyrtis turgida*, *Podocyrtis hirsutus*), в настоящее время хорошо известен из нижнеэоценовых отложений Тихого и Атлантического океанов и используется при зональном расчленении. В целом же нижнеэоценовые комплексы радиолярий Западного Предкавказья после повторного изучения и решения вопросов, связанных с истинной таксономической принадлежностью многих видов, по-видимому, могут быть использованы для дальних корреляций.

Собранный нами материал оказался достаточно бедным. В разрезе по р. Кубань близ г. Черкаска в светло-серых глинах нами были обнаружены бедные комплексы радиолярий, представленных мелкими сфероидеями и диатомеями (*Pseudopodosira sp.*). На основании находок фораминифер эти отложения отнесены к низам зоны



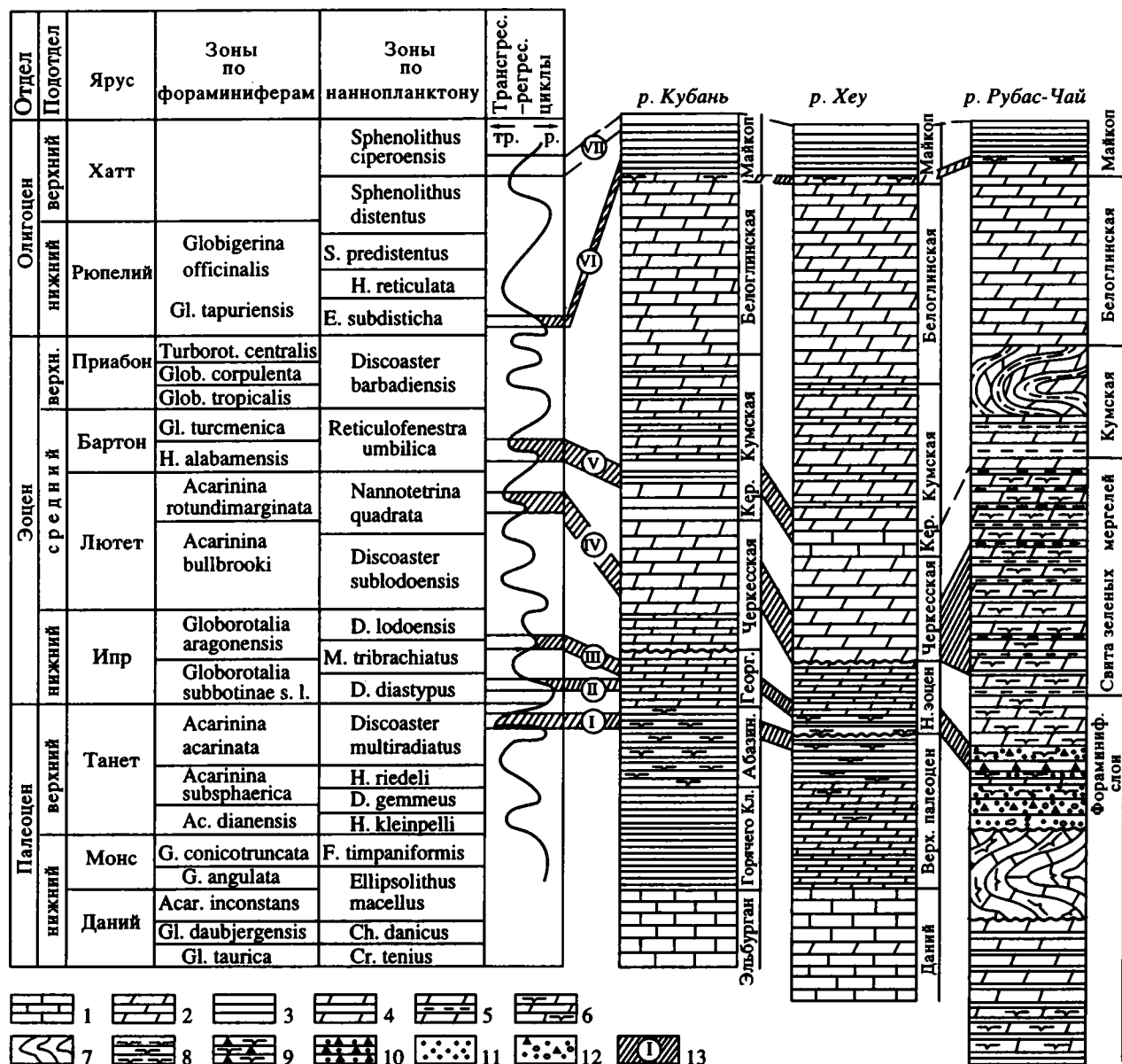


Рис. 1. Схема корреляции уровней появления кремневого планктона в опорных разрезах Западного, Центрального и Восточного Кавказа.

1 – известняки; 2 – мергели; 3 – глины; 4 – битуминозные мергели; 5 – аргиллиты; 6 – кремнистые мергели; 7 – сингенетичные оползневые толщи; 8 – кремнистые аргиллиты; 9 – то же с глауконитом; 10 – глауконитовые песчаники и аргиллиты; 11 – глауконитовые песчаники и гравеллиты; 12 – гравеллиты с глауконитом; 13 – уровни биогенного кремнеакпления.

*Globorotalia subbotinae* (опр. В.Н. Беньямовского), что согласуется с положением нижнего нижнеэоценового комплекса, выделенного В.А. Крашенинниковым.

В разрезе по р. Рубас-Чай в толще карбонатных песчаников, отнесенных по наннопланктону к зоне NP12 *Marthasterites tribrachiatus*, которая соответствует нижней части зоны *Globorotalia aragonensis*, по фораминиферам в шлифах были обнаружены радиолярии. Стратиграфический комплекс соотносится со вторым нижнеэоценовым комплексом, выделенным В.А. Крашенинниковым.

## СРЕДНИЙ ЭОЦЕН

В разрезах по Западной Кубани радиоляриевые комплексы были установлены в калужской и хадыженской свитах (Борисенко, 1959). В настоящее время обе свиты сопоставляются с зоной *Acarinina bullbrookii* по фораминиферам и *Nannotetrina fulgens* по наннопланктону. Калужская свита представлена зелеными глинами и алевролитами. Карбонатность толщи увеличивается в верх по разрезу. Хадыженская свита сложена преимущественно зелеными мергелями. В разрезе по р. Пшиш в ее составе отмечаются прослой светло-

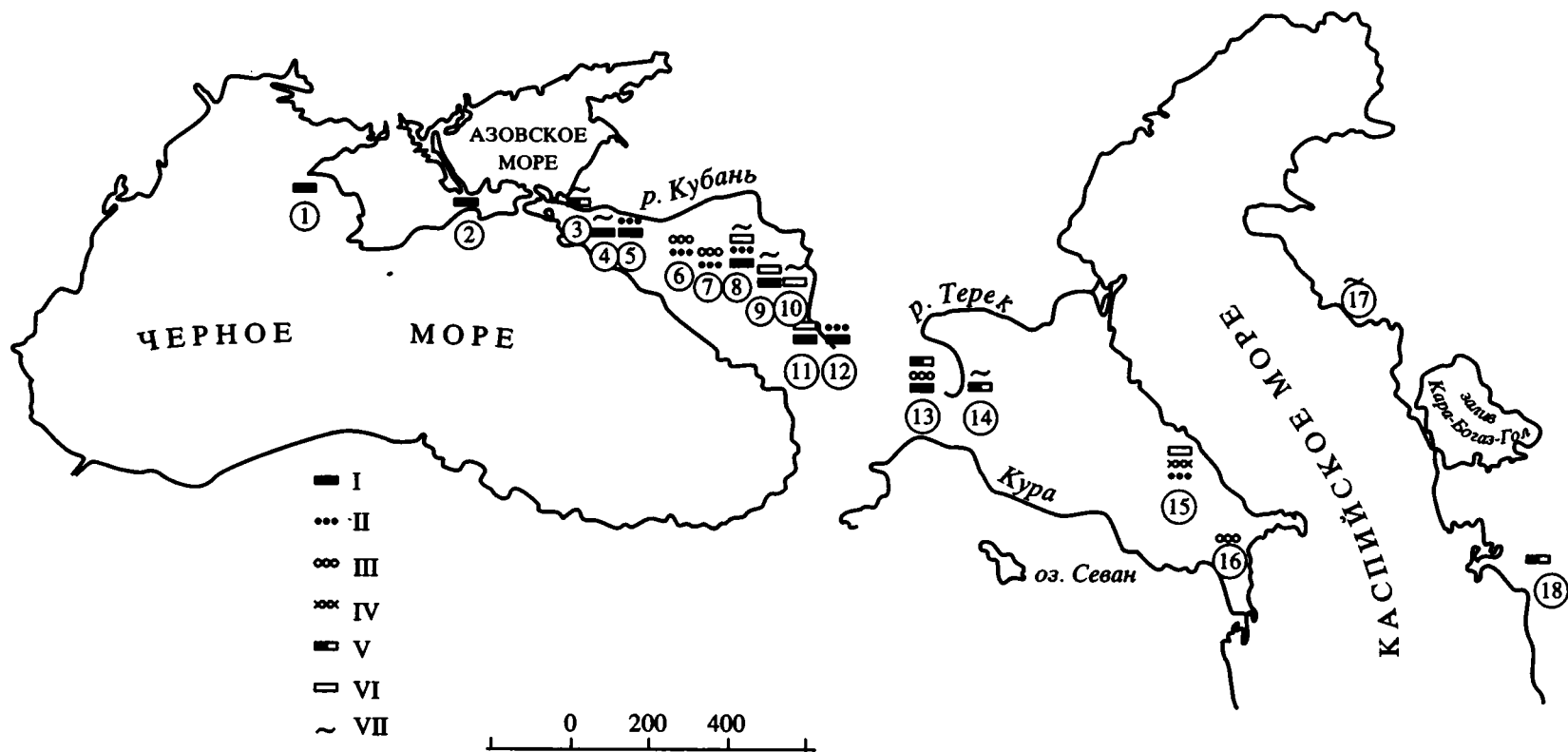


Рис. 2. Географическая приуроченность разрезов, содержащих кремневый планктон

Разрезы: 1 – Евпатория (Чекунов и др., 1970); 2 – Насыпное (собственные материалы); 3 – Анапа (Богданович, 1960; 4 – р. Шибик (Гроссгейм, 1960, Шешукова-Порецкая, Глезер, 1962); 5 – Глубокий Яр; 6 – Балка Кипячья; 7 – Балка Глубокая; 8 – р. Пшиш; 9 – р. Курджипс (Гроссгейм, 1960, Крашенинников, 1960, Богданович, 1960); 10 – р. Лаба (Богданович, 1960); 11 – р. Белая (Гроссгейм, 1960); 12 – р. Кубань (собств. материалы); 13 – р. Хеу (то же); 14 – р. Урух (Шуцкая, 1970, Богданович, 1960); 15 – р. Рубас-Чай (собств. материалы); 16 – Северный Кобыстан (то же); 17 – впадина Карагие (Жузе, 1978); 18 – Большой Балхан (Шуцкая, 1970).

Уровни появления кремневого планктона: I – верхний палеоцен, II, III – нижний эоцен, IV, V – средний эоцен, VI, VII – нижний, средний олигоцен.

лиловых восковидных кеффекелитов (Гроссгейм, 1960). Из калужской свиты Н.Н. Борисенко (1959) указывает *Cenosphaera regularis*, *Thecosphaera rotunda*, *Ellipsoidium cultum*. Из хадыженской свиты ею описан более бедный комплекс радиолярий. Характерно, что находки на этом уровне отмечаются в большинстве разрезов Западного Кавказа (Гроссгейм, 1960).

В разрезе по р. Хеу из толщи зеленых мергелей, отнесенных по наннопланктону к средней части зоны *Nannotetrina fulgens*, нами были отмыты многочисленные радиолярии, значительно перекристаллизованные: *Spongodiscus* sp., *Pendrosyris* sp., *Haliomma* sp., *Cromyodruppa* aff., *ovoidea* и др., а также диатомеи *Puxidicula johnsoni*, *P. edita*, *Coscinodiscus decrescenoides*.

Наиболее богатые комплексы кремневых организмов обнаружены в свите зеленых мергелей и известняков на р. Рубас-Чай в Дагестане. Свита состоит из переслаивания очень крепких кремнистых, слабо известковистых песчаников и более мягких зеленоватых аргиллитов (рис. 1). Нижняя часть толщи представлена преимущественно аргиллитами с прослоями маломощных песчаников. Мощность этой пачки – 15 м. Она отделена от вышележащей толщи пятиметровой пачкой массивных окремненных песчаников. Верхняя пачка имеет отчетливо выраженное флишoidalное строение, мощность 20 - 25 м. В верх по разрезу мощность песчаных прослоев возрастает.

Наиболее интересным элементом толщи являются зеленоватые аргиллиты, имеющие, особенно в нижней части свиты, интенсивную зеленовато-голубую окраску. При изучении в шлифах оказалось, что это спонголиты, спонгордиоляриты, где, помимо спикул губок и радиолярий иногда присутствуют диатомеи. Несмотря на перекристаллизацию, из некоторых прослоев удалось выделить радиолярии умеренной и хорошей сохранности. В нижней пачке аргиллитов комплекс включает *Phormocyrtis striata exquisita*, *P. striata striata*, *Haliomma californica*, *H. melitomma*, *H. aff. senta*, *Entarium regulare*, *Stylosphaera irinia*, *St. coronata coronata*, *Lychnocanium* aff. *concinnum*. Обнаружены *Phormocyrtis* cf. *reticula*, *Lophophaena macrencephala*, *Calocycloma ampulla*, *Thecampe mongolfieri*, *Nexaspyris fiscella*, *Lithochytris archaea*, *Lophocopus* sp.

По таксономическому составу комплекс может быть уверенно отнесен к зоне *Dictyoprora mongolfieri* общей тропической радиоляриевой шкалы. Об этом свидетельствует совместное присутствие хорошо известных из океанических отложений соответствующего возраста индекс-вида, *Calocycloma ampulla*, *Lithochytris archaea*, *Podocyrtis striata striata*. Ряд видов не встречается в палеогене тропической и субтропической областей, но хорошо известны из Поволжья, Западной Сибири (Козлова, 1984; Козлова, Горбовец, 1966). Это *Stylosphaera irinia*, *Nexaspyris fiscella*, *Haliomma senta*, *Haliomma melitomma*, *Lophophaena macren-*

*cephala* и др. Возраст описываемых отложений подтверждается данными Н.Г. Музылева по наннопланктону и соответствует зоне NP15 *Nannotetrina fulgens*.

Из верхней аргиллитовой толщи получен богатый комплекс несколько иного состава. Ядро ассоциации составляют *Lychnocanium bellum*, *Sethocyrtis* aff., *principi*, *Sethocyrtis babylonis*, *Clathrocyclas universa*, *Porodiscus harlestonensis*, *Drupptractus* aff. *tennis*, *Sethocyrtis bicamerata*, *Prunopyle affinis*, *Stylosphaera coronata coronata*, *St. coronata laevis*, *Lithelius foremanae*, *Dictyoprora mongolfieri*.

Встречаются *Thecosphaera californica*, *Sethocyrtis mitrus*, *Spongodiscus radiatus*, *Coniforma antiochenis*, *Periphaena heliasteriscus*, *Haliomma melitomma*.

В целом, этот комплекс содержит меньшее число тропических и субтропических видов (*Lychnocanium bellum*, *Thecampe mongolfieri*, *Periphaena heliasteriscus*, *Stylosphaera coronata laevis*). На более молодой возраст ассоциации по сравнению с комплексом зоны *Dictyoprora mongolfieri* косвенно указывает присутствие *Periphaena heliasteriscus* и *Thecosphaera californica*, более известных из второй половины среднего эоцена.

Следует отметить, что во всех лютетских разрезах, где появляются кремневые организмы (рис. 2), они приурочены к отложениям, которые первоначально К.И. Богдановичем для Западного Предкавказья назывались “свитой зеленовато-серых глин и голубых мергелей”, а Д.В. Голубятниковым (1947) для Восточного Предкавказья – “свитой зеленых мергелей и известняков”. Последнее название сохранилось и поныне. В большинстве разрезов эта зеленоцветная толща соотносится с зоной NP15 *Nannotetrina fulgens* по наннопланктону. Зеленоватая окраска обусловлена присутствием тонкодисперсного глауконита. Состав же толщи варьирует от чисто карбонатного в Центральном Предкавказье до вулканогенно-карбонатного в Западном и терригенно-кремнистого в Восточном Предкавказье. Следует отметить, что терригенно-кремнистый тип разреза пока отмечен только для Дагестана. Нами кремневая толщина описана по р. Рубас-Чай; Н.И. Бойко, Ю.В. Огарковым и Б.Н. Толко установлена во время поисково-съёмочных работ в более северных районах – по р. Джинаби-Чай (бассейн р. Уллу-Чай) и р. Халаргонк.

Следующий уровень появления кремневых организмов связан с кумской свитой. Находки радиолярий известны из Западного Предкавказья, по рекам Шикик, Зыбза, Или, Хабди (Гроссгейм, 1960). Наиболее полный список радиолярий Н.Н. Борисенко приводит по Глубокому Яру: *Cenosphaera harskaya*, *Dorilonchidium venustum*, *Staurolondra ifidelia*, *Cenellipsus fusiformis*, *Sethocyrtis baciformis*, *Theocorys guleatus*.

В Центральном Предкавказье этот уровень был установлен нами в разрезе по р. Хеу. В нижней

части кумской свиты в прослоях бентонитовых глин нами были обнаружены комплексы радиолярий и диатомей. В низах толщи найдены радиолярии из родов *Cromyodruppa*, *Cenosphaera* и *Spongodiscus*, а несколько выше определены *Theocotyle* sp., *Clathrocyclus* sp., *Lychnocanium* sp., *Canocaryomma lentis*. Два последних вида встречаются в отложениях тасаранской свиты Северного Приаралья и Тургайского прогиба, которая сопоставляется с кумской свитой Предкавказья (Моксякова, 1972), а также в отложениях кумской свиты Туранской плиты (рис. 2).

Комплекс диатомей включает *Paralia oamaruensis*, *Melosira sulcata* var. *sibirica*, *M. fausta*, *M. architecturalis*, *Pseudopodosira westii*, *Coscinodiscus obscurus* var. *concauus*, *Puxidicula enermis*, *Triceratium ventriculosa* – характерные элементы эоценового комплекса юга Русской платформы.

Следует отметить и находки силикофлагеллят, в частности *Dictyochoa hexacantha* – зонального вида шкалы Мартини по силикофлагеллятам, характерного для среднего - низов верхнего эоцена.

Обломки диатомей были обнаружены также в переходных слоях от кумской свиты к белоглинской.

В основании кумских мергелей из тех же прослоев, что и кремневый планктон, обнаружен комплекс планктонных фораминифер, переходный от зоны *Nantkenina alabamensis* к *Globigerina turkmenica*. В верхах кумской свиты вместе с обломками диатомей содержатся фораминиферы верхов зоны *Globigerina turkmenica* (опр. В.Н. Беньямовского).

## ОЛИГОЦЕН

В основании майкопской серии в серых карбонатных глинах хадумского горизонта Западной Кубани (по рекам Кубань и Фарс) совместно с многочисленными планктонными и бентосными фораминиферами, спорами и пылью, а также рыбными и растительными остатками, встречаются пиритизированные ядра радиолярий (Богданович, 1960).

По всему Западному Предкавказью от Анапы до рек Пшиш, Пшеха, Белая, Лаба в отложениях хадумского горизонта встречены спикулы кремневых губок и единичные радиолярии. В тех же разрезах А.К. Богдановичем отмечаются и диатомей. Однако поскольку специальные методики для выделения диатомей не применялись, в отмычках вместе с фораминиферами и радиоляриями были встречены только крупные бентосные формы: *Isthmia dzaboi*, *Pseudopuxilla* sp.

В Восточном Предкавказье в разрезе р. Рубас-Чай, в глинистых известняках в основании майкопской толщи нами обнаружены богатые и разнообразные радиолярии средней и неудовлетворительной сохранности, многие перекристал-

лизованы. Наиболее часто встречаются: *Lithocampe* sp., *B. porodiscus* sp., *Dictyoprora pium*, *Carpocanopsis* sp., *Cryptoprora* sp., *Hexacantium micrum*, *Theocotyle* sp., *Lychnocanoma* aff. *trifolium*. Присутствие видов из родов *Lithocampe* и *Carpocanopsis*, а также *Dictyoprora pium* и *Lychnocanoma* aff. *trifolium* косвенно указывают на нижнеолигоценый возраст вмещающих отложений. Так, *Lithocampe* sp. в тропической и субтропической области океана известен из олигоцена - нижнего миоцена, виды рода *Carpocanopsis* – начиная с позднего эоцена, *Dictyoprora pium* – из позднего эоцена - олигоцена, а *Lychnocanoma trifolium* – из олигоцена. По данным Н.Г. Музылева, по наннопланктону этот стратиграфический уровень можно отнести к зоне NP21 *Ericsonia subdisticha*.

Более высокие горизонты майкопской толщи не имеют надежной привязки к зонам по карбонатному планктону. Поэтому находки кремневого планктона и прослеживание их стратиграфической позиции приобретают наиболее важное значение.

В средней части майкопской толщи прослеживается второй уровень кремненакопления. Подробнее этот уровень был изучен в Южном Мангышлаке, по северному борту впадины Карагие, где диатомиты слагают верхнюю двадцатиметровую пачку карагийской свиты. Нижняя часть этой свиты представлена так называемыми “рыбными сланцами”. Из диатомитов А.П. Жузе (1978) описала богатый комплекс диатомей и силикофлагеллят, содержащий *Synedra jouseana* f. *linearis*, *Hemiaulus polysystinorum*, *Pseudotriceratium chenevierii*, *Hyalodiscus radiatus* и др., что определяет позднеолигоценый - раннемиоценовый возраст толщи. Присутствие силикофлагеллят – *Corbisema archangelskiana*, *Mesocena articulata inflata*, ограничивают возраст комплекса верхним олигоценом, а присутствие *Kozloviella* aff. *edita*, имеющего узкий стратиграфический интервал распространения, позволяет параллелизовать этот комплекс с зонами NP24 - NP25 по наннопланктону. А.П. Жузе относил этот комплекс к зоне *Coscinodiscus vigilans* – верхней зоне олигоцена по разработанной ею океанической шкале. В настоящее время эта зона коррелируется зоной *Bogorovia veniaminii* тропической зональной шкалы (Fenner, 1985) и соответствует верхней части олигоцена.

На территории Северного Кавказа формационно близкое положение с карагийской занимает ассинская свита майкопской серии, описанная в Нальчикской структурно-фациальной зоне по р. Урух. В верхней части этой свиты в глинах, залегающих на “рыбных сланцах”, встречены диатомей рода *Isthmia*, радиолярии, спикулы губок (Богданович, 1960). В западных районах на Адыгейском поднятии эта свита сопоставляется с караджалгинской и высоковогорской. В последней обнаружены радиолярии родов *Cenosphaera*, *Styloductia*, *Spongodiscus*, *Cenodiscus*, диатомей рода

Isthmia, спикулы губок. К западу от г. Хадыженска мощность майкопской толщи сокращается до 20 - 30 м, а в средней части прослеживается 2 - 3-метровый спонголитовый горизонт.

Анализ диатомей из средней части майкопской толщи в этом регионе был сделан из разреза по р. Шибик сначала А.П. Жузе, а затем В.С. Шешуковой-Порецкой и З.И. Глезер (1962). Они описали из пачки диатомитов комплекс кремневых организмов, включающий более 53 видов диатомей, силикофлагеллят и эбриидей, в т.ч. *Craspedodiscus elegans*, *Thalassiosira excentrica*, *Hemiaulus* sp., *Synedra jouseana*, *Dictyocha staurodon*. В целом, этот комплекс хорошо сопоставляется с комплексом карагинской свиты Мангышлака, но не имеет океанических реперных видов, характерных только для верхнего олигоцена.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В палеогене Северо-Кавказской области и сопредельных территорий уверенно прослеживается несколько стратиграфических уровней, где кремневые микроорганизмы доминируют над карбонатными, а в ряде случаев являются породообразующими.

I. Наиболее древний уровень прослежен в верхней части палеоцена и соответствует верхним частям зон *Discoaster multiradiatus* по наннопланктону и *Ascarinina ascarinata* по фораминиферам. В некоторых разрезах к нему приурочены прослойки радиоляриев.

II, III. В нижнем эоцене отмечены два уровня появления кремневого планктона. Комплексы радиолярий, выявленные из этих стратиграфических уровней, содержат виды, характерные для зон *Burgella clinata* и *Photocytis striata striata* общей океанической радиоляриевой шкалы и сопоставляются соответственно с зонами *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia aragonensis* по фораминиферам.

IV, V. Два уровня биогенного кремненакопления прослежено и в среднем эоцене. С первым уровнем в Восточном Предкавказье связано формирование кремневых толщ значительной мощности: спонголитов, трепелов и др. В них встречено два комплекса радиолярий: нижний отнесен к зоне *Dictyospora mongolfieri* общей шкалы, вышележащий, богатый комплекс, надежной привязки с зональной радиоляриевой шкалой не имеет. Этот интервал соответствует большей части лютеца и коррелируется с зоной *Nannotetrina fulgens* по наннопланктону.

Второй уровень биогенного кремненакопления связан с кумской свитой, в основании которой содержатся диатомей, силикофлагелляты и радиолярии. Комплекс силикофлагеллят соответствует зоне *Dictyocha hexacantha*. Этот уровень от-

несен к бартону и сопоставляется с зоной *Globorotalia turkmenica* по фораминиферам.

В отложениях верхнего эоцена кремневые организмы не обнаружены.

VI - VII. В олигоцене выделено два уровня биогенного кремненакопления. С нижним, в основании хадумской свиты связано появление радиолярий, диатомей, спикул губок. По наннопланктону он соответствует зоне *Ericsonia subdistincha*. Верхний, в некоторых разрезах, представленный диатомитами, содержит комплекс диатомей, который может быть соотнесен с зоной *Bogorovia veniamini* sensu Fenner. Последняя соответствует верхней трети олигоцена и коррелируется с зоной *Sphenolithus distentus-Sphenolithus ciperoensis* по наннопланктону.

Элементы зональных подразделений общей океанической шкалы по радиоляриям удается проследить только для нижнего и нижней части среднего эоцена, а по диатомеям и силикофлагеллятам — только для верхней части среднего эоцена и верхней части олигоцена.

Корреляция уровней биогенного кремненакопления с зонами по карбонатному планктону дала возможность определить положение этих уровней на кривой трансгрессивно-регрессивных циклов, полученной Н.Г. Музылевым (в печати) для юга СНГ (рис. 1). Начало эпизодов биогенного кремненакопления, как правило, соответствует началу трансгрессивных циклов или переходам от трансгрессивной к регрессивной части цикла.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданович А.К.* Новые данные о стратиграфическом и пространственном распространении майкопской микрофауны Северного Кавказа // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 245 - 270.
- Борисенко Н.Н.* Радиолярии палеоцена Западной Кубани // Тр. Краснодарск. фил. ВНИИнефть. Вып. XVII. 1958. С. 81 - 100.
- Борисенко Н.Н.* Радиолярии кумской свиты верхнего эоцена Западной Кубани // Тр. Краснодарск. фил. ВНИИнефть. Вып. 2. 1959. С. 33 - 44.
- Борисенко Н.Н.* Радиолярии нижнего и среднего эоцена Западной Кубани // Тр. ВНИИнефть. Вып. 4. 1960. С. 219 - 322.
- Григорьева А.И.* Радиолярии верхнего мела и палеогена восточного склона Урала и Зауралья // Тр. Ин-та геологии и геохимии Уральск. научн. центра АН СССР. Вып. 119. Свердловск. 1975. С. 102 - 109.
- Гроссгейм В.А.* Палеоген Северо-Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, С. 3 - 190.
- Голубятников В.Д.* Палеогеновые и нижнемiocеновые отложения Дагестана // Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. М.; Л.: Госгеолиздат, 1947. С. 273 - 278.
- Жузе А.П.* Диатомей и силикофлагелляты позднего олигоцена Южного Мангышлака // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 49 - 56.

- Козлова Г.Э.* Радиоляриевые комплексы бореального нижнего палеоцена // Роль микрофауны в изучении осадочных толщ континентов и морей. Л.: Наука, 1983. С. 20 - 43.
- Козлова Г.Э.* Зональное подразделение бореального палеогена по радиоляриям // Морфология, экология и эволюция радиолярий. Л.: Наука, 1984. С. 196 - 210.
- Козлова Г.Э., Горбовец А.Н.* Радиолярии в верхнемеловых и верхнеэоценовых отложениях Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. Вып. 248. 1963. 158 с.
- Крашенинников В.А.* Некоторые радиолярии нижнего и среднего эоцена Западного Предкавказья // Тр. ВНИГРИ. Вып. 16. № 3. 1960. С. 271 - 307.
- Липман Р.Х.* Зональное расчленение морского палеогена Западно-Сибирской низменности // Тр. Межведомств. совещ. по разработке унифицир. стратиграф. схем Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 201 - 208.
- Моксякова А.М.* Бодракский ярус Туранской плиты (стратиграфия, радиолярии и палеозоогеография) // М.: Недра, 1972. 98 с.
- Мамедов Н.А.* Новые виды радиолярий из эоценовых отложений Северо-Восточного Азербайджана // Уч. зап. Азерб. ин-та нефти и химии. № 13. 1970. С. 61 - 69.
- Субботина Н.Н.* Микрофауна и стратиграфия Эльбурганского горизонта и горизонта Горячего Ключа // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. Вып. 51. 1950. С. 5 - 112.
- Тесленко Г.И.* Диатомовые опоки сузакского яруса Ферганы // Ташкент: Гостоптехиздат, 1949. С. 45 - 51.
- Чекунов А.В., Веселов А.А., Гликман А.Н.* Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба // Киев: Наукова думка, 1976. 163 с.
- Шешукова-Порецкая В.С., Глезер З.И.* Диатомовые водоросли, силикофлагелляты и эбриидеи майкопских отложений р. Шибик (Краснодарский край) // Уч. зап. ЛГУ, 1962. № 313. С. 171 - 202.
- Шуцкая Е.К.* Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГРИ. Вып. 20. 1970. 174 с.
- Fenner J.* Late Cretaceous to Oligocene planctic Diatoms // *Plancton Stratigraphy*. Cambridge Univ. Press, 1985. P. 713 - 762.

Рецензенты Н.Г. Музылев, Ю.Б. Гладенков



Эволюция биосферы

УДК (561.26+564+563.12):551.782.21.791(571.66)

## БИОТА ПЕРЕХОДНЫХ СЛОЕВ ПЛИОЦЕНА - ПЛЕЙСТОЦЕНА КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА (ДИАТОМОВЫЕ, МОЛЛЮСКИ, ФОРАМИНИФЕРЫ)

© 1994 г. Ю. Б. Гладенков\*, А. Э. Басилян\*, М. Е. Былинская\*, А. Ю. Гладенков\*\*

\*Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., д. 7, Россия

\*\*Институт литосферы РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., д. 22, Россия

Поступила в редакцию 05.04.93 г.

Впервые дана характеристика комплексов фауны (моллюски, фораминиферы и флора) (диатомовые) плио-плейстоценовых слоев Восточной Камчатки. Выделены три ассоциации бентоса и планктона, приуроченные к интервалу 2 - 0.5 млн. лет. Привязка их к диатомовым зонам и палеомагнитной шкале обеспечила им возрастную характеристику. Сделаны выводы о палеогеографической обстановке Северной Пацифики в позднем плиоцене - начале плейстоцена, когда сформировалось ядро современной морской биоты.

### ВВЕДЕНИЕ

Одной из главных задач современной геологии является детальное изучение плиоценовых геологических событий в разных блоках палеобиосферы. Это в значительной мере может помочь, с одной стороны, совершенствованию методов расшифровки событий более древних эпох, а с другой – прогнозированию природных обстановок будущих столетий.

В цикле этих работ сотрудники Геологического института Российской Академии наук в течение ряда лет специально изучают плиоценовые толщи Камчатки, Сахалина, Чукотки, Арктики, Исландии и др. для того, чтобы приблизиться к пониманию и корреляции геологических явлений плиоценового времени в Голарктике. Некоторые материалы на эту тему уже опубликованы (Гладенков, 1978; Гладенков и др., 1980; Петров, 1982; Басилян и др., 1991). Недавно вышла большая монография по неогену Восточной Камчатки (Гладенков и др., 1982). В них освещены многие вопросы стратиграфии и палеогеографии плиоцена (в частности, история пра-Берингова пролива). Однако материалы по переходному плиоцен-четвертичному уровню остаются охарактеризованными пока сравнительно слабо. Между тем именно они представляют особый интерес, ибо позволяют фактически судить об особенностях формирования биотических комплексов современной биосферы и событиях конца плиоцена - начала плейстоцена.

К сожалению, разрезы, в которых встречались бы переходные плиоцен-плейстоценовые слои, крайне редки в Северной Пацифике. Поэтому обнаружение их на Восточной Камчатке представляется весьма важным. Тем более что они оказались достаточно хорошо охарактеризованными палеонтологически.

В пределах Восточной Камчатки пограничные морские плиоцен-четвертичные отложения имеют лишь локальное распространение. По литологическому составу это преимущественно алевриты, песчаники и конгломераты, которые формировались в прибрежно-морских условиях открытого шельфа и на материковом склоне. Они обособлены в ольховскую свиту, которая наиболее полно и хорошо палеонтологически охарактеризована на Камчатском полуострове (рис. 1).

Ольховская свита выделена в 1940 г. О.С. Вяловым. В 60-х годах она была подразделена на две подсвиты (Беспалый и др., 1972). Позднее, в 70-х годах изучение этих отложений проводилось Г.Н. Борзуновой, Ю.Б. Гладенковым, О.М. Петровым, И.М. Хоревой, М.Н. Хотинным и др. Описание свиты и монографическое изучение моллюсков было осуществлено в конце 80-х годов О.М. Петровым (1982). Фораминиферы из этой свиты изучались М.Е. Былинской и И.М. Хоревой (1985), диатомеи – Л.М. Долматовой (1980). Палеомагнитная характеристика получена М.А. Певнером (Петров, 1982). В конце 80-х годов А.Э. Басилян, К.Б. Баринов и А.Ю. Гладенков провели дополнительное изучение свиты, что позволило



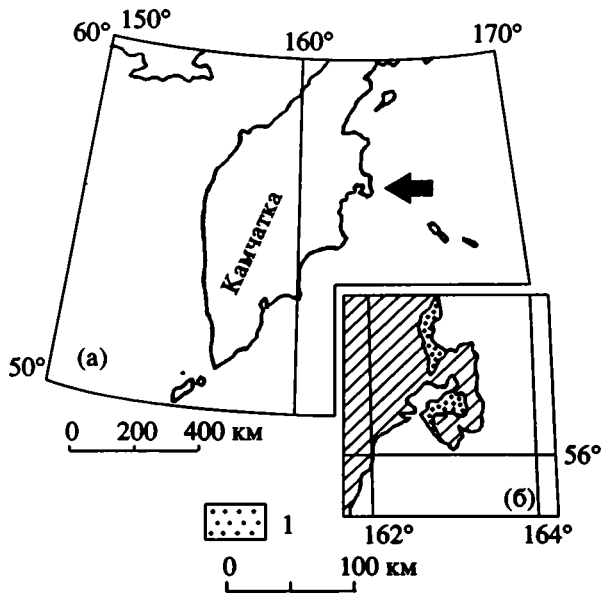


Рис. 1. Распространение ольховской свиты. (а) – положение Камчатского полуострова; (б) – карта распространения ольховской свиты на Камчатском п-ове; 1 – ольховская свита.

получить новые данные, которые являются основой настоящей статьи.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Ольховская свита несогласно залегает на дислоцированных породах мела и палеогена и выполняет пологие складки, осложненные разрывными нарушениями. По литологическому составу пород в ольховской свите выделяются две подсвиты (рис. 2).

Нижнеольховская подсвита вскрывается в береговых обрывах и в урезах рек Мутной и др. в юго-западной части Камчатского полуострова. В ней выделяется семь пачек (стратиграфически снизу вверх):

Мощность, м

1. Переслаивание разногальчных конгломератов, гравелитов, грубо- и среднезернистых песчаников, рыхловатых, желто-серого и серого цвета. В нижней части преобладают конгломераты, иногда с валунами (до 0.4 м) и гравелиты, в верхней – слоистые песчаники и рыхлые пески с прослоями (0.08 - 0.5 м) разногальчных конгломератов со знаками ряби, отпечатками листьев и обломками раковин *Mytilus*. В кровле (до 10 м) переслаивание разнозернистых песчаников, насыщенных гравием с редкой рассеянной галькой. В них обнаружены остатки раковин моллюсков: *Astarte olchovica* Petrov, *Cyrtodaria kurriana* Dunker, *Liocuma fluctuosa* (Gould), *Spisula voyi* (Gabb) и др. .... 110 - 120

2. Песчаники мелкозернистые, алевритистые, с намечающейся слоистостью, мелкокусковой и чешуйчатой отдельностью, голубовато-серого цвета. Частая рассеянная галька, иногда концентрирующаяся в отдельных линзовидных прослоях, и рассеянные карбонатные конкреции округлой (до 0.3 м) и линзовидной (1.2 × 0.4 м) формы. В разрезе Мутная-А в этой пачке встречены прослои (до 0.04 м) вулканического алевритового пепла светло-бежевого цвета. В пачке встречены: *Cryptonatica clausa* (Broderip et Sowerby), *Aforia circinata* (Dall), *Musculus niger* (Gray), *C. kurriana* Dunker, *Hiatella arctica* (Linne), *Ciliatocardium ciliatum* (Fabricius), *Macoma calcaerea* (Gmelin) и др. .... 40 - 120

3. Песчаные алевролиты, массивные, голубовато-серого цвета с редкой рассеянной галькой и гравием и редкими линзовидными (0.8 - 0.15 м) карбонатными конкрециями. Прослои (до 0.15 м) глинистых грифельно-серых алевролитов с запахом сероводорода. *Volutopsis planus* Petrov, *Boreotrophon pacificus* (Dasll), *Quasisipho torquatus* Petrov, *Nuculana lammellosa lamellosa* (Leach), *Yoldia toporoki* Scarlato, *M. niger* (Gray), *C. ciliatum* (Fabricius) и др. .... 35 - 60

4. Алевролиты плотные, массивные, неяснослоистые с крупнокусковой отдельностью, темно-голубовато-серые, с редким мелким рассеянным гравием и раковинами *Megayoldia olchovica* Petrov, *M. thraciaeformis* (Storeer) и др. В разрезе у подножья г. Высокой в песчаных алевролитах с крупными линзами конгломератобрекчий встречены *Calypptogona lachtakensis* Petrov, *Thyasira* sp. и др. .... 110

5. Песчаные алевролиты с намечающейся слоистостью, мелкокусковой отдельностью, частой рассеянной галькой и редкими карбонатными конкрециями округлой (до 0.15 м) формы. В нижней части линзовидные прослои (0.02 - 0.4 м) гравелитовых песчаников, в основании – прослой (2.0 м) гравелитов с песчано-алевритовым наполнителем. В пачке встречены остатки раковин моллюсков, *Leionucula tenuis expansa* (Reeve), *N. lamellosa lamellosa* (Leach), *Yoldia toporoki* Scarlato, *Musculus niger* (Gray), *Ciliatocardium ciliatum* (Fabricius) и др. .... 35 - 40

6. Песчаники алевритистые с комковатой отдельностью, намечающейся слоистостью, серо-голубые с зеленоватым оттенком, с частой рассеянной галькой и раковинами моллюсков: *Yoldia toporoki* Scarlato, *Musculus niger* (Gray), *Ciliatocardium ciliatum* (Fabricius) и др. В верхней части на уровне 30 м – прослой (0.03 м) вулканического пепла ..... 35

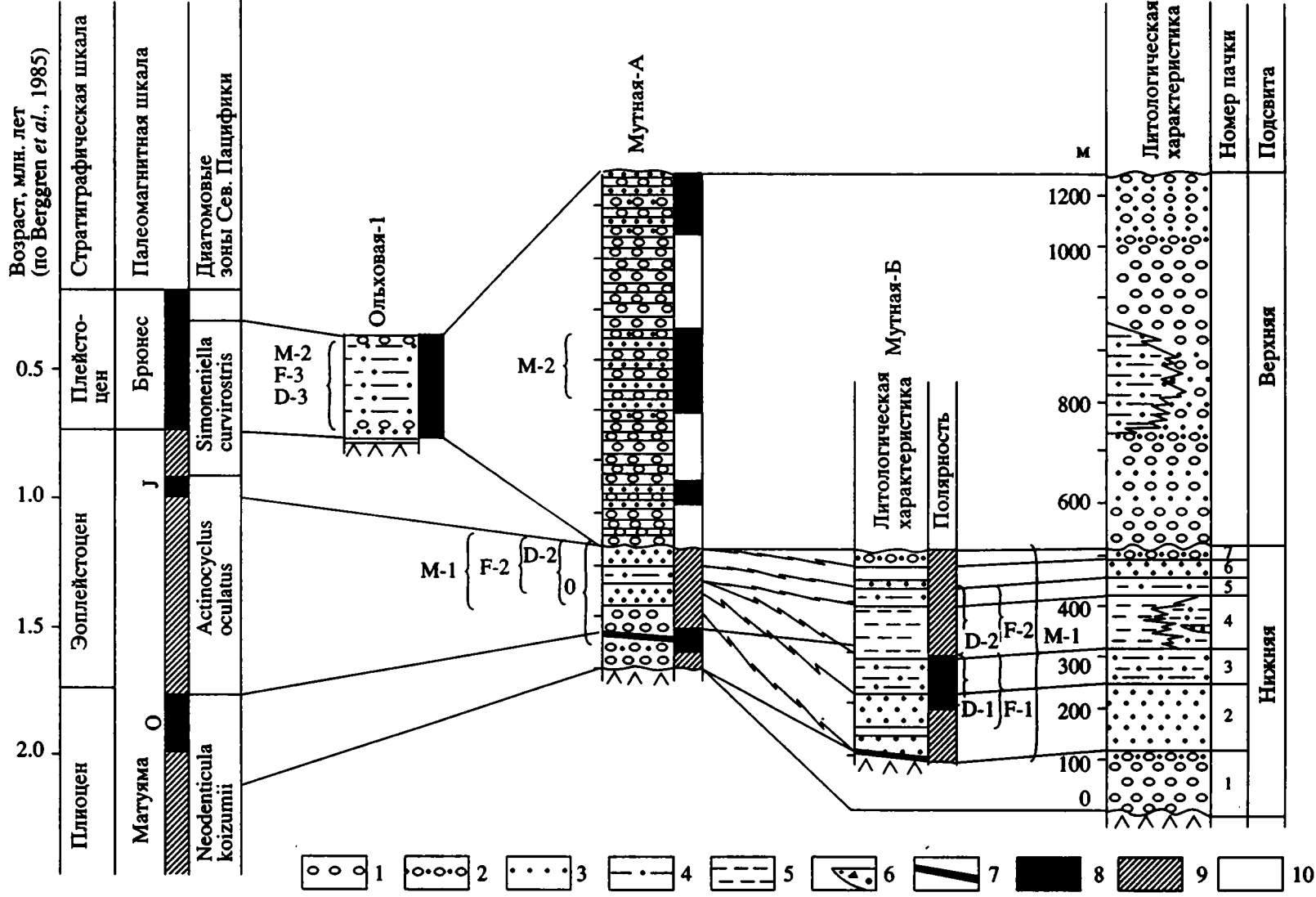


Рис. 2. Корреляция основных разрезов ольховской свиты.

Комплексы ископаемых: моллюски – М-1 – *Quasisipho torquatus*–*Yoldia toporoki*; М-2 – *Nuculana minuta sachalinica*–*Chlamys beringianus*; фораминиферы – F-1 – *Buccella conica*–*Islandiella excavata*; F-2 – *Buccella niigataensis*–*Islandiella helenae*; F-3 – *Retroelphidium hughesi*–*Epistominella pacifica*; диатомовые – D-1, D-2, D-3.

0 – отложения, охарактеризованные остракодами; 1 – конгломераты; 2 – переслаивание песчаников, конгломератов и гравелитов; 3 – песчаники; 4 – песчаные алевролиты; 5 – алевролиты; 6 – конгломератобрекчи подводных оползней; 7 – тектонические контакты; 8 – прямая, 9 – обратная, 10 – не определена.

7. Косое линзовидное переслаивание песчаников грубозернистых, зеленовато-серого цвета (0.2 - 0.4 м), гравелитов рыхлых темно-серого цвета (0.1 - 0.3 м) с линзами (до 0.4 × 1.5 м) конгломератов разногалечных, рыловатых: единичные *Cyrtodaria kurriana* Dunker ..... около 30 м

Мощность пачек не выдержана по простиранию. Общая мощность подсвиты превышает 500 м.

Верхняя подсвита по литологическому составу также сильно меняется по простиранию. В юго-западной части полуострова она с размывом залегает на нижнеольховской подсвите и представлена мощной толщей (730 м) косослоистых конгломератов, гравелитов и разнозернистых песчаников, а в центральной – песчанистыми алевритами и песчаниками (около 200 м). Ископаемые остатки в подсвите редки и приурочены в основном к средней части подсвиты в разрезе р. Ольховая-1 центральной части полуострова. Здесь встречены *Cryptonatica clausa* (Broderip et Sowerby), *Trichotropus insignis* Middendorff, *Nuculana minuta sachalinica* Scarlato, *Chlamys beringianus* (Middendorff), *Astarte rollandi Bernardii*, *Cyclocardia ventricosa* (Gould) и др.

Обращает на себя внимание наличие в свите большого количества рассеянной гальки, возможно, ледового разноса. Одновременно для нее характерно большое количество пирокластического материала, главным образом кислого состава.

В ольховской свите найдены различные комплексы органических остатков: моллюски (анализ осуществил А.Э. Базилян), фораминиферы (М.Е. Былинская), диатомеи (А.Ю. Гладенков). Ниже дана их краткая характеристика.

### МОЛЛЮСКИ

В ольховской свите обнаружено 114 различных форм двустворчатых моллюсков и гастропод (таблица). Выделено два комплекса моллюсков, которые характеризуют слои с фауной. Комплекс *Quasisipho torquatus*–*Yoldia* (*Cnesterium*) *tororoki* выделен из нижнеольховской подсвиты (на таблице – Н). В его состав входят 104 формы; 88 видов. Из верхнеольховской подсвиты (на таблице – В) выделен комплекс *Nuculana minuta sachalinica*–*Chlamys* (*Chlamis*) *beringianus* – 24 вида, состав которого во многом унаследован от раннеольховской фауны.

Основу раннеольховского комплекса составляют ныне живущие виды (85 - 90%). Более 50% видов и подвидов этого комплекса составляют бореально-арктические, более 20% – широко распространенные бореальные формы, что характерно для сублиторали – верхней батии бореальной области Тихого океана. Отличительной особенностью комплекса *Quasisipho torquatus* – *Yoldia* (*Cnesterium*) *tororoki* является совместное присутствие арктических, верхнебореальных: *Leionucula*

*inflata* *romboides* Scarlato, *Nuculana lamellosa lamellosa*, *Astarte* (*Nicania*) *montagui fabula* (Reeve), *Cylichna occulta* (Mighels) и др. и низкобореальных форм: *Lunatia pila* (Pilsbry), *Yoldia* (*Cnesterium*) *tororoki*, *Cyclocardia erimoensis* (Tiba) и др., что свидетельствует об относительной древности комплекса и незавершенности формирования современной малакофауны.

Верхнеольховская подсвита охарактеризована моллюсками значительно беднее. Комплекс *Nuculana minuta sachalinica*–*Chlamys* (*Chlamys*) *beringianus* включает 3 вымерших вида. По биогеографическому составу комплекс близок раннеольховскому и характеризуется отсутствием арктических форм *Nuculana lamellosa lamellosa*, *Astarte borealis placenta*, арктических подвидов *Astarte montagui*, что сближает его с фауной современной сублиторали бореальной области Тихого океана.

### ФОРАМИНИФЕРЫ

В ольховской свите обнаружено 70 видов секреторных бентосных и планктонных форм фораминифер. Выделено три комплекса, характеризующие слои с фауной, различающиеся по количеству вымерших форм и некоторыми особенностями систематического состава. Во всех трех комплексах доминируют представители *Elphidiidae*, *Islandiellidae*, *Buccella*. В образцах насчитывается от нескольких сот до 2 - 3 тыс. экземпляров на 50 г породы. Состав фораминифер по разрезу изменяется в сторону уменьшения числа вымерших видов.

В отложениях нижней части нижнеольховской подсвиты, которые можно выделить как слои с фауной *Buccella conica*–*Islandiella excavata*, 8 видов (около 18%) являются вымершими. Это *Pseudopolymorphina lautenschlaegerae* Kusina, *Buccella conica* Volosh., *B. niigataensis* (Husez. et Maruh.), *Retroelphidium hughesi* (Cush. et Brant), *Islandiella sulcata* (Volosh.), *I. laticamerata* (Volosh.), *I. kasiwazakiensis* (Husez. et Muruh.).

В верхней части этой подсвиты (слои с фауной *Buccella niigataensis*–*Islandiella helenae*) количество вымерших видов сокращается до 12 - 15% (в принципе, здесь и выше этот процент является достаточно условным).

В верхней подсвите (слои с фауной *Retroelphidium hughesi*–*Epistominella pacifica*) найдены только 3 вымерших вида, составляющие 4 - 6% от состава комплекса, в котором только *Retroelphidium hughesi* (Cush. et Brant) является доминирующим.

Судя по комплексам фораминифер, накопление нижнеольховской подсвиты проходило в условиях сублиторали. Верхнеольховская подсвита формировалась в сходной обстановке. Придонные температуры были достаточно стабильными и достигали низких положительных значений.

## Моллюски ольховской свиты

| Номера образцов | Таксоны моллюсков                                | Распространение в ольховской свите |   |
|-----------------|--|------------------------------------|---|
|                 |  | Н                                  | В |
|                 | <b>Gastropoda</b>                                |                                    |   |
| 001 БШ          | <i>Colisella cassis</i> (Eschscholtz)            | +                                  |   |
| 002 БА          | <i>Margarites costalis</i> (Gould)               | +                                  |   |
| 003 БА          | <i>M. helicina</i> (Phipps)                      | +                                  |   |
| 004 БШ          | <i>M. vorticifera</i> (Dall)                     | +                                  |   |
| 005* БА         | <i>Solariella varicosa</i> (Mighels et Adams)    | +                                  | • |
| 006 БА          | <i>Tachyrhynchus erosus</i> (Couthouy)           | +                                  |   |
| 007 БА          | <i>T. reticulatus</i> (Mighels et Adams)         | +                                  |   |
| 008 БА          | <i>Trichotropis bicarinatus</i> (Sowerby)        | +                                  |   |
| 009 БШ          | <i>T. coronatus</i> Gould                        | +                                  |   |
| 010 БШ          | <i>T. insignis</i> Middendorff                   |                                    | + |
| 011 БА          | <i>Lunatia pallida</i> (Broderip et Sowerby)     | +                                  |   |
| 012 НБ          | <i>L. pila</i> (Pilsbry)                         | +                                  |   |
| 013 БА          | <i>Cryptonatica clausa</i> (Broderip et Sowerby) | +                                  | + |
| 014 +           | <i>C. mammillata</i> (Deshayes)                  | +                                  |   |
| 015 БШ          | <i>C. janthostoma</i> Deshayes                   | +                                  |   |
| 016 +           | <i>Volutopsius planus</i> Petrov                 | +                                  |   |
| 017 БА          | <i>Sipho</i> cf. <i>esychus</i> (Dall)           |                                    | + |
| 018 БА          | <i>S. erroneus</i> (Dall)                        | +                                  | + |
| 019 БШ          | <i>S. halli</i> (Dall)                           | +                                  |   |
| 020 БА          | <i>S. jordani</i> (Dall)                         | +                                  |   |
| 021 +           | <i>Quasisipho torquatus</i> Petrov               | +                                  | + |
| 022 БА          | <i>Plicifusus kroyeri</i> (Moller)               | +                                  |   |
| 023 ВБ          | <i>Neptunea amianta</i> Dall                     | +                                  |   |
| 024 БА          | <i>N. communis</i> (Middendorff)                 | +                                  |   |
| 025 +           | <i>N. humilis</i> Petrov                         | +                                  |   |
| 026 ВБ          | <i>N. cf. pribiloffensis</i> (Dall)              |                                    | + |
| 027 +           | <i>N. unicostulata</i> Ilina                     | +                                  |   |
| 028 БШ          | <i>N. lyrata</i> (Gmelin)                        |                                    | + |
| 029             | <i>N. sp.</i>                                    | +                                  |   |
| 030 ВБ          | <i>Buccinum herzensternii</i> Verkrusen          | +                                  |   |
| 031 БА          | <i>B. plectrum</i> Stimpson                      | +                                  |   |
| 032 БА          | <i>B. polare</i> Gray                            | +                                  |   |
| 033 +           | <i>Ancistrolepis bicostatus</i> Petrov           | +                                  |   |
| 034 БШ          | <i>A. okhotensis</i> Dall                        | +                                  |   |
| 035 ВБ          | <i>Beringius aleuticus</i> Dall                  | +                                  |   |
| 036 ВБ          | <i>Boreotrophon pacificus</i> (Dall)             | +                                  |   |
| 037 БА          | <i>Admente couthouyi</i> (Jay)                   | +                                  |   |
| 038 БА          | <i>A. viridula</i> (Wood)                        | +                                  |   |

Продолжение таблицы

| Номера образцов | Таксоны моллюсков                                      | Распространение в ольховской свите |   |
|-----------------|--|------------------------------------|---|
|                 |  | Н                                  | В |
| 039 БШ          | <i>Aforia circinata</i> (Dall)                         | +                                  |   |
| 040 БШ          | <i>Antiplanes voyi</i> Gabb                            | +                                  |   |
| 041             | <i>Rectiplanes</i> sp.                                 | +                                  |   |
| 042             | <i>Plicifusus</i> sp.                                  | +                                  |   |
| 043 БА          | <i>Oenopota harpularia</i> (Couthouy)                  | +                                  |   |
| 044 ВБ          | <i>O. metschigmensis</i> (Krause)                      | +                                  |   |
| 045 +           | <i>O. olchovensis</i> Petrov                           | +                                  |   |
| 046 БА          | <i>O. schantarica</i> (Middendorff)                    | +                                  |   |
| 047 БА          | <i>O. turricula</i> (Montagu)                          | +                                  |   |
| 048 БА          | <i>Boreoscala groenlandica crebricostata</i> (Sara)    | +                                  |   |
| 049 БА          | <i>Cylichna occulta</i> (Mighels)                      | +                                  |   |
|                 | <b>Bivalvia</b>  |                                    |   |
| 050 БА          | <i>Leionucula tenuis expansa</i> (Reeve)               | +                                  |   |
| 051 БА          | <i>L. inflata inflata</i> (Hancock)                    | +                                  |   |
| 052 А           | <i>L. inflata romboides</i> Scarlato                   | +                                  |   |
| 053 БА          | <i>Nuculana pernula</i> (Muller)                       | +                                  |   |
| 054 А           | <i>N. lamellosa lamellosa</i> (Leche)                  | +                                  |   |
| 055 ВБ          | <i>N. fossa</i> (Baird)                                | +                                  |   |
| 056 БШ          | <i>N. minuta angusticauda</i> Scarlato                 |                                    | + |
| 057 Б           | <i>N. minuta sachalinica</i> Scarlato                  |                                    | + |
| 058 БШ          | <i>N. sadoensis</i> (Yokoyama)                         | +                                  |   |
| 059 НБ          | <i>Yoldia (Cnesterium) excavata</i> Dall               | +                                  |   |
| 060 НБ          | <i>Y. (Cn.) toporoki</i> Scarlato                      | +                                  |   |
| 061 +           | <i>Y. (Cn.) toporoki olchovica</i> Petrov              | +                                  |   |
| 062 БА          | <i>Yoldiella lenticula</i> (Moller)                    | +                                  |   |
| 063 БШ          | <i>Megayoldia (Megayoldia) thraciaeformis</i> (Storer) | +                                  |   |
| 064 БШ          | <i>M. (Portlandella) lischkei</i> (Smith)              | +                                  |   |
| 065 +           | <i>M. (P.) olchovica</i> Petrov                        | +                                  | + |
| 066 БШ          | <i>Mytilus edulis</i> Linne                            | +                                  | + |
| 067 +           | <i>M. edulis declivis</i> Petrov                       | +                                  |   |
| 068 БА          | <i>Crenella decussata</i> (Montagu)                    |                                    | + |
| 069 БА          | <i>Mucculus discors</i> (Linne)                        | +                                  |   |
| 070 БА          | <i>M. niger</i> (Gray)                                 | +                                  |   |
| 071 ВБ          | <i>Chlamys (Chlamys) beringianus</i> (Middendorff)     |                                    | + |
| 072 +           | <i>Ch. (Ch.) cf. coatsi</i> MacNeil                    | +                                  | + |
| 073 +           | <i>Ch. (Ch.) cf. pilicaensis</i> Kubota                | +                                  |   |
| 074 БА          | <i>Lyonsia arenosa arenosa</i> (Moller, 1842)          | +                                  |   |
| 075 БА          | <i>Pandora (Pandorella) glacialis</i> Leach            | +                                  |   |

## Окончание таблицы

| Номера образцов | Таксоны моллюсков   | Распространение в ольховской свите |   |
|-----------------|---|------------------------------------|---|
|                 |   | Н                                  | В |
| 076 БА          | <i>Periploma fragilis</i> (Totten)                                  | +                                  |   |
| 077 +           | <i>Astarte</i> ( <i>Elliptica</i> ) <i>kamtschatica</i> Petrov      | +                                  |   |
| 078 БА          | <i>A.</i> ( <i>Tridonta</i> ) <i>borealis borealis</i> (Schumacher) | +                                  |   |
| 079 А           | <i>A.</i> ( <i>T.</i> ) <i>borealis placenta</i> Morch              | +                                  |   |
| 080 +           | <i>A.</i> ( <i>T.</i> ) <i>olchovica</i> Petrov                     | +                                  |   |
| 081 ВБ          | <i>A.</i> ( <i>T.</i> ) <i>rollandi Bernardii</i>                   | +                                  | + |
| 082 А           | <i>A.</i> ( <i>Nicania</i> ) <i>montagui fabula</i> (Reeve)         | +                                  |   |
| 083 А           | <i>A.</i> ( <i>N.</i> ) <i>montagui striata</i> Leach               | +                                  |   |
| 084 БА          | <i>A.</i> ( <i>N.</i> ) <i>montagui vernicosa</i> Dall              | +                                  |   |
| 085 А           | <i>A.</i> ( <i>N.</i> ) <i>montagui warhami</i> (Hancock)           | +                                  |   |
| 086 БА          | <i>Hiatella arctica</i> (Linne)                                     | +                                  | + |
| 087 БА          | <i>Cyrtodria kurriana</i> Dunker                                    | +                                  |   |
| 088 БА          | <i>Panomya arctica</i> (Lamarck)                                    | +                                  |   |
| 089 БА          | <i>Thyasira gouldi</i> (Philippi)                                   |                                    | + |
| 090             | <i>T. sp.</i>   | +                                  |   |
| 091 БА          | <i>Axinopsida orbiculata</i> (Sars)                                 | +                                  |   |
| 092 БШ          | <i>Musella kurilensis kurilensis</i> Scarlato et Ivanova            | +                                  |   |
| 093 БШ          | <i>M. kurilensis litoralis</i> Scarlato et Ivanova                  | +                                  |   |
| 094 БШ          | <i>Cyclocardia crebricostata</i> (Krause)                           | +                                  |   |
| 095 НБ          | <i>C. erimoensis</i> (Tiba)   | +                                  | + |
| 096 БШ          | <i>C. ventricosa</i>  |                                    | + |
| 097             | <i>C. sp.</i>   | +                                  |   |
| 098 БА          | <i>Liocyma fluctuosa</i> (Gould)                                    | +                                  | + |
| 099 +           | <i>Caliptogena lachtakensis</i> Petrov                              | +                                  |   |
| 100             | <i>C. sp.</i>   | +                                  |   |
| 101 БА          | <i>Ciliatocardium ciliatum</i> (Fabricius)                          | +                                  |   |
| 102 +           | <i>C. olchovens</i> Petrov  | +                                  |   |
| 103 БА          | <i>Serripes groenlandicus</i> (Bruuiere)                            | +                                  | + |
| 104 БШ          | <i>Spisula</i> ( <i>Mactromeris</i> ) <i>voyi</i> (Gabb)            | +                                  | + |
| 105 БА          | <i>Macoma calcarea</i> (Gmelin)                                     | +                                  |   |
| 106 БА          | <i>M. crassula</i> (Deshayes)                                       | +                                  |   |
| 107 БА          | <i>M. moesta</i> (Deshayes)   | +                                  |   |
| 108 ВБ          | <i>M. obliqua</i> (Sowerby)   | +                                  |   |
| 109 БШ          | <i>Siliqua alta</i> (Broderip et Sowerby)                           | +                                  |   |
| 110 БА          | <i>Mya</i> ( <i>Mya</i> ) <i>truncata</i> Linne                     | +                                  | + |
| 111 +           | <i>M.</i> ( <i>M.</i> ) <i>truncata ovata</i> Jensen                | +                                  |   |
| 112 +           | <i>M.</i> ( <i>M.</i> ) <i>truncata olchovica</i> Petrov            | +                                  |   |
| 113 БШ          | <i>M.</i> ( <i>M.</i> ) <i>priapus</i> Tilesius                     | +                                  |   |
| 114 ВБ          | <i>M.</i> ( <i>Arenomya</i> ) <i>elegans</i> (Eichwald)             | +                                  | + |

В целом состав микрофауны ольховской свиты является переходным между типично плиоценовым и четвертичным и его аналоги на тихоокеанском побережье России не известны.

### ДИАТОМОВЫЕ

На диатомовый анализ из ольховской свиты был отобран 151 образец. В разрезах по рекам Мутная и Ольховая-1 ископаемая диатомовая флора обнаружена в 48 образцах (рис. 2). В этих образцах было определено более 100 видов и подвидов.

В результате их изучения выделены три разновозрастных комплекса. Первый из них относится к нижней части ольховской свиты (= нижняя подсвита) второго разреза реки Мутная. Второй – к нижней части ольховской свиты (= нижняя подсвита) опорного разреза реки Мутная. Третья ассоциация характерна для верхнеольховской подсвиты разреза по реке Ольховая-1 (рис. 2 и рис. 3).

В настоящее время плиоцен-четвертичная граница проводится по кровле эпизода Олдувей эпохи обратной полярности Матуяма и датируется 1.66 млн. лет назад (Berggren *et al.*, 1985). Нижняя граница эпизода Олдувей (1.88 млн. лет назад) коррелируется с подошвой северотихоокеанской диатомовой зоны *Actinocyclus oculatus*, нижняя граница которой проводится по последнему появлению *Thalassiosira antiqua* (Koizumi, 1986; Koizumi and Tanimura, 1985; Akiba, 1986). Таким образом, плиоцен-четвертичная граница проводится в самой нижней части зоны *Actinocyclus oculatus*. Нижняя граница более древней диатомовой зоны *Neodenticula koizumii* проводится по исчезновению *Neodenticula kamtschatica*; вблизи этого рубежа вымирает также ряд видов рода *Thalassiosira*, характерных для более древних зон. Внутри зоны *N. koizumii* (около 2 млн. лет назад) исчезает *Pyxidicula zabelinae*, а у кровли зоны – *Pyxidicula horridus* и *Thalassiosira antiqua*.

Нижняя граница диатомовой зоны *Simonseniella curvirostris*, перекрывающей зону *Actinocyclus oculatus*, проводится по исчезновению *Actinocyclus oculatus* (около 0.95 млн. лет назад в субарктическом регионе), а верхняя – по исчезновению *Simonseniella curvirostris* (0.3 млн. лет назад) (Koizumi, Tanimura, 1985; Koizumi, 1986).

Из отложений более древней зоны в зону *Actinocyclus oculatus* переходят, в частности, *Actinocyclus oculatus*, *A. ochotensis*, *Simonseniella barboi*, *Thalassiosira gravida*, *T. gravida f. fossilis*, *T. oestrupii*, *T. nut nordenskioeldii*, *T. hidulus*, *Detonula confervacea*, *Bacterosira fragilis*, *Coscinodiscus marginatus*, *Porosira glacialis*, *P. punctata*, *Neodenticula koizumii* (Koizumi, Tanimura, 1985; Орешкина, 1989). Эти виды, так же как *Pyxidicula zabelinae* и *Thalassiosira antiqua*, входят в состав первого диатомового комплекса нижней подсвиты (второй разрез по р. Мутная). Следовательно, эта ассоциация может характери-

зовать как верхнюю часть зоны *Neodenticula koizumii*, так и нижнюю часть зоны *Actinocyclus oculatus*. Согласно данным О.М. Петрова (1982), отложения верхней и нижней частей этого разреза имеют отрицательную намагниченность, а средняя часть – положительную (рис. 2). Поэтому можно предположить корреляцию первой диатомовой ассоциации с комплексом нижней части зоны *Actinocyclus oculatus* с положением плиоцен-четвертичной границы в верхней трети разреза, на границе слоев с прямой и обратной намагниченностью. Такая корреляция подтверждается отсутствием в составе ассоциации *Simonseniella curvirostris*, вида, который появляется в средней части зоны *Actinocyclus oculatus*, выше кровли эпизода Олдувей (Koizumi, Tanimura, 1985; Koizumi, 1986). Наличие же *Pyxidicula zabelinae* и *Thalassiosira antiqua* может объясняться их более широким возрастным диапазоном в субарктических широтах. Например, согласно Koizumi (1986), последнее появление *Thalassiosira antiqua* в разных климатических зонах Северной Пацифики меняется в пределах от 3.14 до 1.43 млн. лет назад. Однако нельзя исключать и возможность переотложения этих видов.

Второй диатомовый комплекс, в нижней части которого исчезает *Neodenticula koizumii* и в котором появляются *Simonseniella curvirostris*, *Thalassiosira pacifica*, виды *Asteromphalus*, характерны многочисленные и разнообразные представители рода *Thalassiosira*, а также *Neodenticula seminae*, скоррелирован с нижнеплейстоценовой ассоциацией зоны *Actinocyclus oculatus*. Согласно О.М. Петрову (1982), отложения, в которых обнаружена эта ассоциация, имеют отрицательную намагниченность, поэтому можно предположить, что они накопились в течение верхней части эпохи Матуяма, позже эпизода Олдувей и раньше эпизода Харамильо.

Породы верхнеольховской подсвиты, в которых выделен третий диатомовый комплекс, имеют положительную намагниченность (Петров, 1982). Поэтому диатомовая ассоциация с отсутствующими *Pyxidicula zabelinae* и *Thalassiosira antiqua* и с типичными *Neodenticula seminae*, *Simonseniella curvirostris* (вымирающей на уровне 0.3 - 0.35 млн. лет назад), *Actinocyclus ochotensis* и редкими *A. oculatus*, очевидно, может сопоставляться с ассоциацией самой верхней части зоны *A. oculatus*, приуроченной к эпизоду Харамильо нормальной намагниченности. В настоящее время граница между зонами *Simonseniella curvirostris* и *Actinocyclus oculatus* проводится по последнему появлению *Actinocyclus oculatus* и совпадает с верхней границей эпизода Харамильо (0.91 млн. лет назад). С другой стороны, по некоторым данным (Koizumi, Tanimura, 1985; Sancetta, Silvestri, 1986) редкие представители вида *Actinocyclus oculatus* прослеживаются выше этого уровня в ряде скважин DSDP и piston cores в Северной Пацифике. Поэтому можно также предположить и то, что



отложения, формировавшиеся во время эпизода Харамильо и интервала с обратной намагниченностью самой верхней части эпохи Матуяма, отсутствуют в разрезе ольховской свиты и приходятся на перерыв. Поэтому нельзя исключать, что третий диатомовый ольховский комплекс может коррелироваться с комплексом зоны *Simonseniella curvirostris* нижней части эпохи Брюнес (рис. 2).

В целом флора диатомей, обнаруженная в ольховской свите, состоит в основном из планктонных неритических и океанических видов, элементов планктона сублиторальной зоны и бентоса. Преобладают представители неритического планктона (океанические виды встречаются реже), количество сублиторальных и бентосных диатомей также в целом ниже, но на отдельных уровнях достаточно большое. Подавляющее большинство компонентов ольховских комплексов относится к бореальным и аркто-бореальным тихоокеанским видам. Флора формировалась в высокопродуктивной, относительно мелководной шельфовой зоне, связанной с открытым морем и характеризующейся холодными водами и наличием льдов в зимний период. Уровень моря в течение осадконакопления менялся, на что указывает неоднородный характер комплексов (второй

комплекс относительно глубоководный), а также мелководный тип осадочных образований, в которых остатки диатомей обычно отсутствуют (нижние слои и верхняя часть свиты). Судя по присутствию сравнительно тепловодных форм во втором комплексе (*Thalassiosira lineata*, *T. leptopus* и др.), в интервале времени между эпизодами Харамильо и Олдувей имело место незначительное потепление.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение ольховской свиты Восточной Камчатки позволило выявить определенную смену комплексов моллюсков, фораминифер и диатомей, что стало основой для выделения нескольких зон и слоев с фауной (рис. 3). При этом зоны диатомей удалось сопоставить с зональной шкалой бореальной области. Одновременно намеченные в разрезе палеомагнитные ортозоны скоррелированы с магнитохронологической шкалой. Это позволило впервые с достаточным основанием определить в нижней части свиты положение неоген-четвертичной (1.65 млн. лет) и в основании верхней подсвиты эоплейстоцен-плейстоценовой (0.7 млн. лет) границ. Именно к ним приурочена

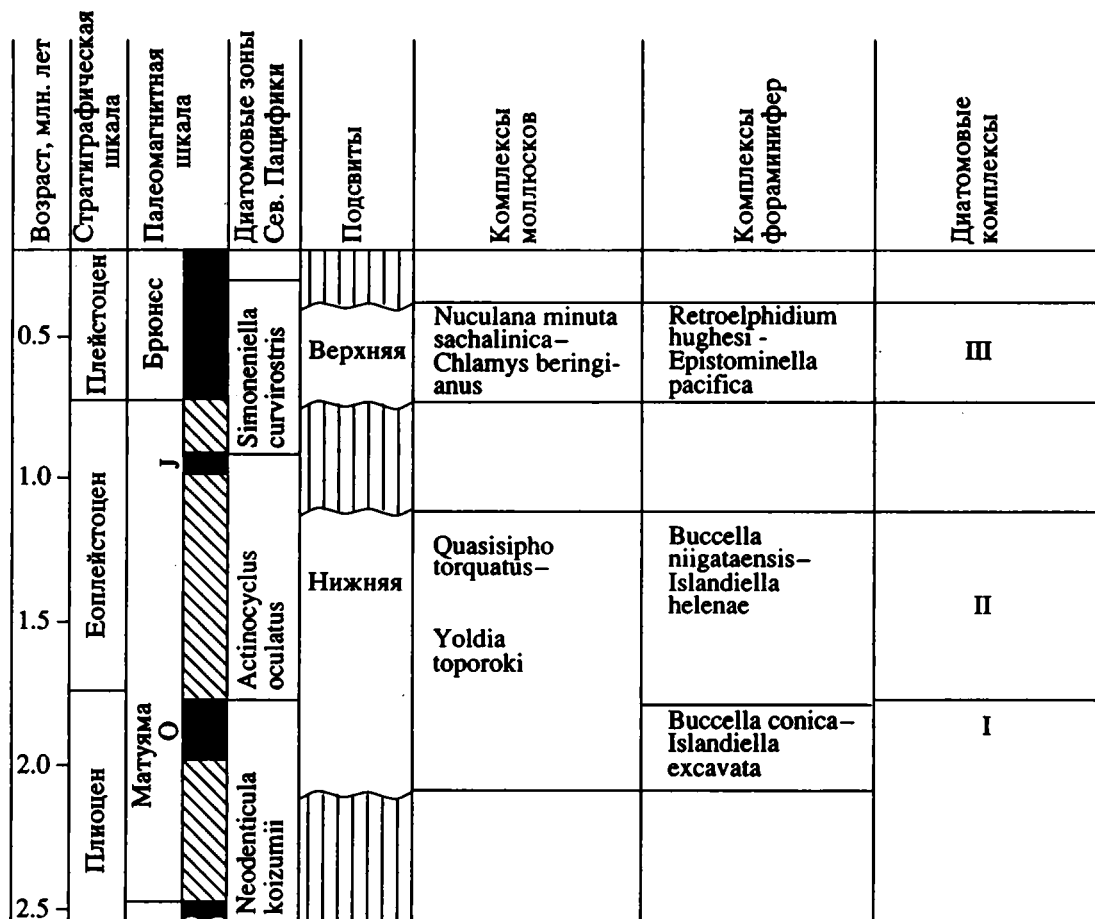


Рис. 3. Стратиграфическая схема ольховской свиты.

смена комплексов фораминифер и диатомей, причем наиболее заметные изменения в составе всех групп, видимо, произошли на границе эоплейстоцена и плейстоцена (или вблизи ее – 1.65 - 2 млн. лет). Выявление комплексов бентосных групп пограничных слоев плиоцена - квартера проведено в пределах Северо-Восточной Азии впервые. Сформированные в этот период бореальные сообщества фактически без существенных изменений дожили до современности, продемонстрировав большую пластичность и устойчивость в периоды стрессовых ситуаций (климатических флуктуаций и пр.).

В ольховской свите верхнего плиоцена - плейстоцена (2.5 - 0.5 млн. лет назад) выделяются два седиментационных цикла, которые разделены перерывом. Его продолжительность с учетом диатомовых и палеомагнитных данных не меньше верхней части эпохи Матуяма, соответствующей нижней части диатомовой зоны *S. curvigostis*, что составляет около 300 тыс. лет. В свите отмечается галька ледового разноса и следы вулканических извержений.

Сравнение комплексов органических остатков ольховской свиты и более древнего плиоцена о. Карагинского позволяет наметить вполне определенный тренд похолодания климата в Северной Пацифике в течение позднего плиоцена - квартера. Некоторое потепление имело место, видимо, в интервале 1 - 1.5 млн. лет назад. Обращает на себя внимание тот факт, что ольховская свита относительно сильно дислоцирована с образованием разрывных и складчатых нарушений. Возраст этих дислокаций – середина плейстоцена, когда, видимо, произошло формирование современной структуры Камчатки.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (93-05-8568).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басилян А.Э., Баринов К.Б., Орешкина Т.В., Трубилин В.М.* Плиоценовые трансгрессии Берингова моря // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: ГИН РАН, 1991. С. 5 - 24.
- Беспальный В.Г., Борзунова Г.П., Давидович Т.Д. и др.* К вопросу о возрасте золотоносных морских отложений ольховской свиты (Восточная Камчатка) // Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. 1972. Тр. СВКНИИ. Вып. 44. Магадан. С. 143 - 149.
- Былинская М.Е., Хорева И.М.* О стратиграфическом положении ольховской свиты Восточной Камчатки (по данным изучения фораминифер) // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1985. № 54. С. 101 - 108.
- Гладенков Ю.Б.* Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.
- Гладенков Ю.Б., Баринов К.Б., Басилян А.Э. и др.* Детальное расчленение неогена Камчатки. М.: Наука, 1992. 208 с.
- Гладенков Ю.Б., Нортон П., Спайнк Г.* Верхний кайнозой Исландии. М.: Наука, 1980. 116 с.
- Долматова А.М.* Диатомовая флора позднего кайнозоя Камчатки и ее стратиграфическое значение. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДНЦ АН СССР, 1980. 25 с.
- Орешкина Т.В.* Неогеновые диатомей Северной Пацифики: стратиграфия и палеоокеанография // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1989. Вып. 30. С. 90 - 100.
- Петров О.М.* Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 144 с.
- Саидова Х.М.* Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.
- Akiba F.* Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai trough and Japan trench and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for the middle-to-high latitudes of the North Pacific // Init. Rep. of the DSDP, Wash. 1986. V. 87. P. 393 - 481.
- Berggren W.A., Kent D.V., Van Couvering J.A.* The Neogene: Pt. 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy // Snelling N.J. (Ed.), The Chronology of the Geological Record. Mem. Geol. Soc. London, 1985. V. 10. P. 211 - 250.
- Koizumi I.* Pliocene and Pleistocene diatom datum levels with paleoceanography in the northwest Pacific // Marine Micropaleontology. 1986. V. 10. P. 309 - 325.
- Koizumi I., Tanimura Y.* Neogene diatom biostratigraphy of the middle latitude western North Pacific, Deep Sea Drilling Project. Leg 86 // Init. Rep. of the DSDP, Wash. 1985. V. 86. P. 269 - 300.
- Sancetta C., Silvestri S.* Pliocene-Pleistocene evolution of the North Pacific Ocean-atmosphere system, interpreted from fossil diatoms // Paleoceanographica. 1986. V. 20. № 1. P. 163 - 180.

Рецензент Л.А. Невеская

УДК 56112:551.733(665.2)

## ХИТИНОЗОИ СИЛУРА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГВИНЕЙСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

© 1994 г. В. В. Фуртес

Институт геологических наук АН Украины, 252000 Киев, ул. Чкалова, 556, Украина

Поступила в редакцию 21.08.92г., получена с доработки 04.10.93 г.

В последние десятилетия западная часть Гвинеийской Республики является объектом геологической съемки, а также поисков и разведки ряда полезных ископаемых и поэтому изучение геологического строения этого района имеет большой практический и теоретический интерес. Однако возраст и стратиграфическое расчленение древних осадочных образований района и их корреляция до настоящего времени остаются дискуссионными.

Первые работы по геологии данного района связаны с именами Х. Губерта (Hubert, 1919), составившего полумиллионную геологическую карту, Ж. Синклера (Sinclair, 1928), впервые обнаружившего в 10 км западнее г. Телимеле в черных аргиллитах с пиритом граптолиты силурийского возраста, Ф. Шетела (Chetelat, 1939), проводившего полевые исследования и открывшего местонахождения остатков силурийской и девонской фауны, которая явилась подтверждением для стратиграфического подразделения нижнего палеозоя. М. Арну и Р. Гийом (Arnould, Guillaume, 1959) все силурийские отложения на севере Гвинеи объединили в свиту сланцев Телимеле.

Отложения свиты Телимеле распространены преимущественно в центральных частях палеозойского бассейна осадконакопления, слагая платформенный чехол Западно-Гвинеийской синеклизы на западе республики. Они согласно залегают на песчаниках ордовика (свита Пята) и довольно часто обнажаются по долинам рек района. Свита Телимеле сложена аргиллитами, содержащими подчиненные прослой и линзы песчаников.

Аргиллиты темно-стально-серые, почти черные, реже серые, часто слюдистые, слабо сцементированные. Основная масса породы состоит из серицитового, серицит-хлоритового или гематит-серицитового тонкозернистого агрегата. Обломочная масса представлена кварцевыми зернами пелитовой и мелкозернистой размерности. Породы тонкоплитчатые, тонкопараллельнослоистые. На плоскостях наложения отмечаются прищипки сульфидов.

Алевролиты мелкозернистые, глинистые, темно-серые и светло-серые, плотные. Основная масса породы состоит из зерен кварца. Цемент серицит-хлоритовый, иногда глинистый.

Песчаники темно-серые, разнозернистые, массивные. Преобладают плохо окатанные зерна угловатой и неправильной формы. Цемент базальный, участками серицитовый. В цементе отмечается тонкая вкрапленность гематита.

Общая мощность отложений свиты Телимеле постепенно увеличивается в северо-западном направлении и достигает 550 м.

При изучении отложений разрезов свиты Телимеле можно видеть, что их состав заметно меняется по простиранию и вертикали за счет появления в них того или иного количества алевролитов и тонкозернистых песчаников. Так, на юго-востоке свита имеет одночленное или двухчленное строение: внизу толща аргиллитов с прослоями алевролитов мощностью 100 м, вверху толща аргиллитов мощностью 300 - 350 м. В западной части территории наблюдается трехчленное строение свиты. Здесь нижняя аргиллит-алевролитовая толща мощностью до 180 м сменяется аргиллит-алевролит-песчаниковой толщей мощностью 40 - 60 м. Последняя перекрывается алеврито-аргиллитовой толщей с единичными прослоями кварцевых песчаников. В северо-восточной части территории отложения свиты Телимеле становятся более грубозернистыми - алевролитовыми с прослоями песчаников.

Приведенное выше краткое литологическое описание пород свиты Телимеле свидетельствует о том, что осадки силурийского моря образовались во временно замкнутом бассейне. Последний характеризовался спокойной обстановкой, слабым волнением и течением, имел довольно богатый органический мир. Разложение органических остатков создавало восстановительную среду, которая способствовала образованию на дне морского бассейна пирита и обусловила черную окраску пород. В середине силурийского времени и в его конце режим осадконакопления периодически становился более динамичным, о чем свидетельствуют прослой кварцевых песчаников и линз алевролитов. Наиболее мелководная часть бассейна располагалась на северо-востоке территории, где отмечается сокращение мощности осадков, их более грубый состав.

Возраст отложений свиты Телимеле установлен на основании многочисленных находок фауны

граптолитов, брахиопод и трилобитов, а также ее стратиграфического положения выше свиты Пита (ордовик) и ниже фаунистически охарактеризованной свиты Фаро (девон). Приведенные комплексы граптолитов и брахиопод свидетельствуют о наличии в составе отложений свиты Телимеле (от ее основания) достоверных лландоверийских, лудловских и предположительно венлокских отложений. Для более полного изучения органических остатков и определения относительного возраста отложений свиты Телимеле они были подвергнуты микропалеоботаническому анализу. Изучены аргиллиты из районов г. Боке и с. с. Юмбуя и Томбуя. Аргиллиты темно-стально-серые, почти черные, слюдистые, плотные.

В вышеотмеченных породах определены следующие хитинозои: *Linochitina cingulata* (Eisenack) Tsegelnjuk, *L. deminata* Tsegelnjuk, *Clavachitina longiuscula* Tsegelnjuk, *C. conica* (Taugourdeau, Jenkowsky) Tsegelnjuk, *Conochitina pauca* Tsegelnjuk, *Bursachitina cylindrica* (Taugourdeau) Tsegelnjuk, *Agathochitina primitiva* (Eisenack) Tsegelnjuk, *Angyrochitina deltoidea* Tsegelnjuk, *Fungochitina incompta* Tsegelnjuk.

Впервые из аргиллитов силура Гвинейской Республики в значительном количестве экземпляров нами выделено свыше 10 родов хитинозой хорошей сохранности.

Приведем краткое описание некоторых видов хитинозой<sup>1</sup>.

*Agathochitina primitiva* (Eisenack, 1964) Tsegelnjuk, 1982. Таблица, фиг. 1, 2 – оболочки черного цвета длиной до 180 мкм, с почти сферической камерой размером от 73 до 98 мкм, ширина горлышка до 36 мкм, к устью оно несколько расширено и равно 50 мкм. Флексурный перегиб резкий. Стенки камеры и дно выпуклые, придонный край округленный. От придонного края отходят выросты длиной до 40 мкм.

Распространение. Нижний силур, венлокский ярус, рестевская, демшинская и врублевецкая подсвиты Подолии, слой Слите о-ва Готланд.

*Agathochitina dilatata* Tsegelnjuk, 1982. Таблица, фиг. 3 - 5 – оболочки черного цвета с округлой, слегка удлинённой камерой. Длина оболочек колеблется от 125 до 156 мкм, ширина устьевой части горлышка 35 - 42 мкм, основания до 58 мкм. Наибольшая ширина камеры наблюдается в ее средней части и равна 92 мкм. Флексурный перегиб постепенный. В придонной части камеры нередко наблюдаются единичные выросты экзодермы длиной 5 - 8 мкм.

Распространение. Нижний силур, венлокский ярус, демшинская и врублевецкая подсвиты Подолии.

*Ancyrochitina deltoidea* Tsegelnjuk, 1982. Таблица, фиг. 6, 7 – оболочки черного цвета с узким (18 - 25 мкм) горлышком и крупной (78 - 106 мкм) кону-

совидной камерой. Длина оболочки 130 - 142 мкм. На поверхности тела камеры, ближе к основанию, встречаются единичные шипики длиной 10 - 17, шириной 5,5 мкм. Стенки оболочек гладкие, флексурный перегиб довольно четкий. Дно камеры слабо выпуклое, придонный край округленный.

Распространение. Нижний силур, венлокский ярус, тернавская и низы мукшинской подсвиты Подолии.

*Fungochitina incompta* Tsegelnjuk, 1982. Таблица, фиг. 8 – удлинённые оболочки (120 - 160 мкм) черного цвета с широкой (70 - 84 мкм) грибовидной камерой длиной 130 - 142 мкм и узким горлышком (22 - 32 мкм). Флексурный перегиб резкий. Стенки камеры ровные, гладкие, дно уплощенное, придонный край округленный.

Распространение. Нижний силур, венлокский ярус; демшинская и низы врублевецкой подсвиты Подолии.

*Discochitina depressa* Tsegelnjuk, 1982. Таблица, фиг. 9 – сравнительно небольшие (115 - 120 мкм) оболочки черного цвета с деформированной камерой размером от 68 до 92 мкм, цилиндрическим горлышком шириной до 33 мкм. Флексурный перегиб плавный, придонная часть камеры слабо округлена, стенки камеры гладкие. От придонного края нередко отходят тонкие шиповидные отростки, широкие у основания и постепенно суживающиеся к концам. Длина отростков 15 - 20 мкм, концы отростков часто округлены.

Распространение. Нижний силур, венлокский ярус; верхняя часть фурмановской и тернавская свита Подолии.

*Bursachitina cylindrica* (Taugourdeau, Jekhowsky, 1960), Tsegelnjuk, 1982. Таблица, фиг. 10 – короткие (70 - 92 мкм), ширина (80 - 100 мкм) черные оболочки. Ширина устья 57 - 82 мкм. Стенки оболочек прямые. Дно оболочек слабывыпуклое, придонный край округленный.

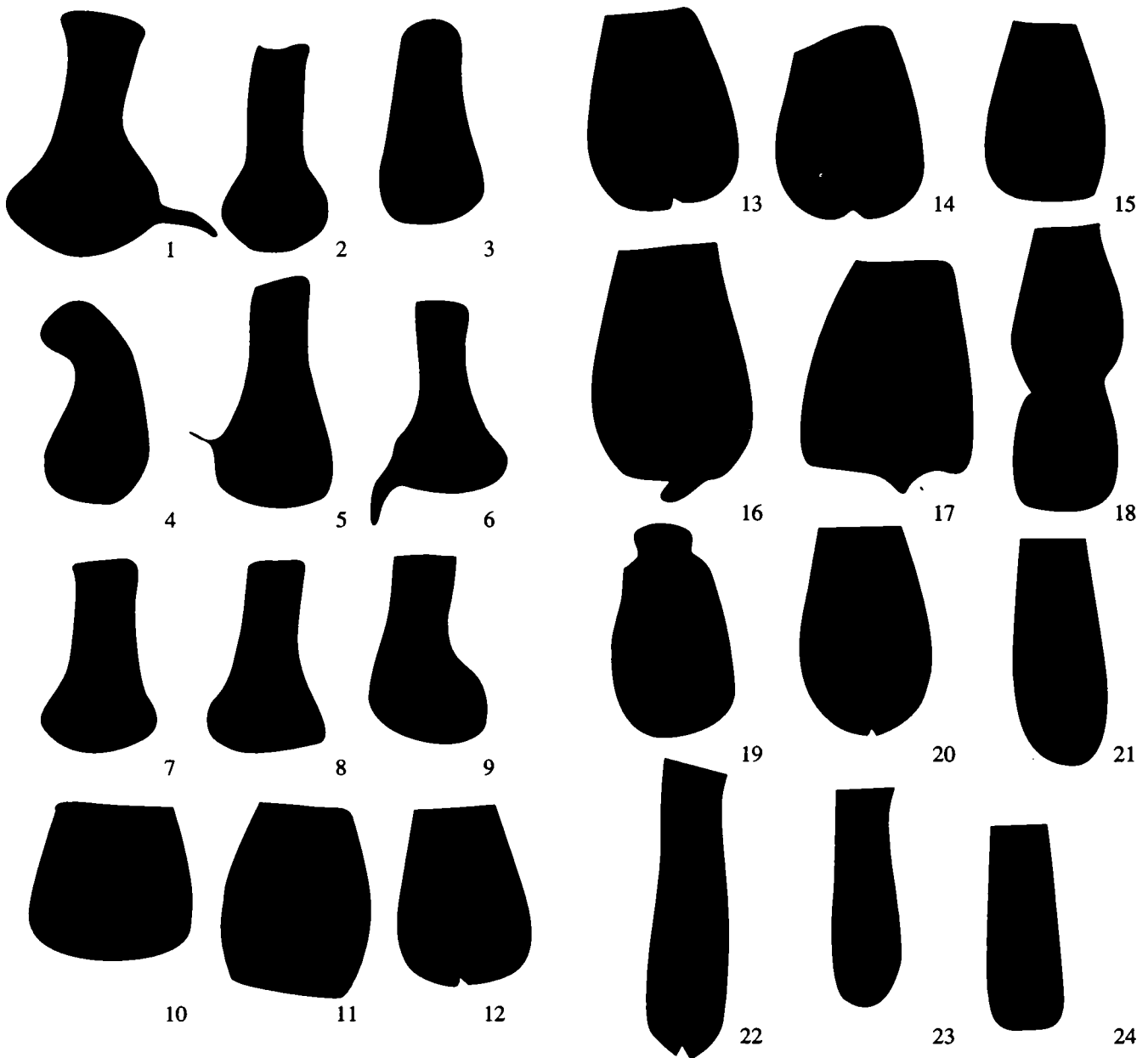
Распространение. Нижний силур, лландоверийский ярус; низы рестевской подсвиты Подолии, четвертая и пятая зоны силура Сахары.

*Linochitina cingulata* (Eisenack, 1937) Tsegelnjuk, 1982. Таблица, фиг. 11 - 19 – оболочки черного цвета длиной от 136 до 180 мкм, слабо расширенные в нижней части (80 - 130 мкм), к устью суживаются (45 - 75 мкм). Дно оболочки почти плоское, придонный край округленный. Стенки оболочки ровные; на их поверхности иногда наблюдаются небольшие бугорочки или шипики.

Распространение. Нижний силур, венлокский ярус; врублевецкая и суршинская подсвиты Подолии, слой Слите и Мульде о-ва Готланд.

*Clavachitina conica* (Taugourdeau, Jekhowsky, 1964), Tsegelnjuk, 1982. Таблица, фиг. 20 – формы черного цвета, длинные (235 - 385 мкм), широкие (110 - 173 мкм), вздутые, быстро суживающиеся к

<sup>1</sup> Коллекция ИГН АН Украины, отдел ископаемой флоры.



Хитинозой силура западной части Гвинейской Республики.

1, 2 – *Agathochitina primitiva* (Eisenack) Tsegeljuk, 3 – 5 – *A. ditalata* Tsegeljuk, 6, 7 – *Ancyrochitina deltoidea* Tsegeljuk, 8 – *Fungochitina incompta* Tsegeljuk, 9 – *Discochitina depressa* Tsegeljuk, 10 – *Bursachitina cylindrica* (Taugourdeau, Jekhowsky) Tsegeljuk, 11 – 19 – *Linochitina cingulata* (Eisenack) Tsegeljuk, 20 – *Clavachitina conica* (Taugourdeau, Jekhowsky) Tsegeljuk, 21 – 23 – *Clavachitina longiuscula* Tsegeljuk, 24 – *Conochitina pauca* Tsegeljuk. Увел. 700.

устьевой части горлышка (43 - 110 мкм). Стенки и дно их выпуклые, придонный край округлый.

Распространение. Нижний силур, венлокский ярус; суршинская и врублевецкая подсвиты Подолии, верхняя часть слоев Висби о-ва Готланд.

*Clavachitina longiuscula* Tsegeljuk, 1982. Таблица, фиг. 21 - 23 – оболочки черного цвета, цилиндрической формы, длинные (268 - 390 мкм), широкие (65 - 80 мкм) по направлению к устьевой части горлышко слабо суживается и составляет

55 - 60 мкм. Стенки форм прямые, дно выпуклое, придонный край округленный.

Распространение. Силур, венлокский ярус, суршинская и низы мукшинской подсвиты Подолии.

*Conochitina pauca* Tsegeljuk, 1982. Таблица, фиг. 24 – оболочки черного цвета, цилиндрической формы, сравнительно небольшие, длина их 80 - 170 мкм, ширина основания 55 - 62 мкм, ширина устья 25 - 48 мкм. Стенки оболочек прямые, дно почти плоское, придонные края округлены.

Распространение. Нижний силур, венлокский ярус; верхняя часть суршинской подсвиты Подолии и слоев Висби о-ва Готланд.

Хитинозой, выделенные из отложений силура западной части Гвинейской республики, являются идентичными с таковыми из отложений нижнего силура (венлокский ярус) Подолии Украины (Цегельнюк, 1982) и Сибирской платформы (Обут, 1973). Следует только отметить, что для хитинозой Гвинеи характерно, по сравнению с таковыми из Восточно-Европейской и Сибирской платформ, более резко выраженное варьирование основных морфологических характеристик форм, что, по-видимому, является показателем условий формирования силурийских осадков. Наличие хитинозой в нижнесилурийских отложениях Гвинеи при дальнейшем их изучении позволит более детально разработать стратиграфическую схему силура данной территории, а также использовать эти данные для корреляции разрезов, далеко отстоящих друг от друга.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Обут А.М.* О географическом распространении, сравнительной морфологии, филогении и систематическом положении хитинозоа // *Среда и жизнь в геологическом прошлом*. Новосибирск: Наука, 1973. С. 89 - 123.

*Цегельнюк П.Д.* Хитинозой силура Подолии. Киев: Наукова думка, 1982. 159 с.

*Arnould M., Guillaume R.* Mission geologique au Senegal et en Guinee. Konakri. 1959. 102 s.

*Chetelat F.* Sur l'existence du Devonien inferieur en Guinee Francaise // *C. r. Acad., sci.* t. 209. 1939. P. 36 - 47.

*Hubert H.* Carte geol. de J.A.O.F. echele 1 : 500000. Paris, Larose. 1919.

*Sinclair J.* Discovery of Silurian fossils in French Guinee. *J. Geol.*, Chicago, 1928. 136 p.

Рецензент И.С. Барсков

УДК 551.051/35:550.34

## СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАЗДЕЛЕНИЯ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ФАЦИЙ

© 1994 г. В. М. Ковылин\*, А. Е. Шлезингер\*\*

\* Всесоюзный научно-исследовательский институт геофизики, 101000 Москва, Чернышевского, 22, Россия

\*\* Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 15.06.93 г.

Три группы сейсмостратиграфических критериев позволяют объективно разделять морские и континентальные фации. Первую составляют палеогеоморфологические элементы, вторую – аккумулятивные тела и третью – рисунок сейсмической записи. Их комплексное применение позволяет более надежно решить поставленную задачу.

Корреляция континентальных толщ с прибрежными и морскими отложениями всегда встречала большие трудности. Не случайно этой проблеме посвящены статьи многих стратиграфов и палеонтологов. В последние годы значительный вклад в решение этого вопроса внесли сейсмостратиграфические данные, которые позволили предложить ряд важных критериев корреляции, обеспечивших в комплексе с биостратиграфическими и палеомагнитными характеристиками создание более объективных, чем раньше, корреляционных схем.

Существует три группы сейсмостратиграфических критериев, которые необходимо использовать при разделении и корреляции морских и континентальных фаций. Первую составляют палеогеоморфологические элементы, которые намечаются на временных сейсмических разрезах отраженных волн. Вторая группа обусловлена формой аккумулятивных тел, которая позволяет понять генетическую природу. И, наконец, третью группу критериев составляют рисунки сейсмической записи. Суммарное использование этих методов решает задачу выделения и сопоставления разнофациальных толщ, которые широко развиты в отложениях эпиконтинентальных бассейнов. Их можно подразделить на два типа: первый – активные бассейны конседиментационного прогибания. Именно в них происходит накопление морских и континентальных фаций, в зависимости от гипсометрического положения дна. Второй представлен пассивными бассейнами, седиментация в которых идет за счет колебаний уровня моря. Осадконакопление в них происходит только на акватории шельфов и береговая линия ограничивает распространение осадков.

### 1. ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

*Палеосклоны* наиболее объективно выделяют в разрезах осадочного чехла. Они намечаются

по угловому несогласию прислонения, возникающему между его поверхностью и перекрывающими слоями. Палеосклоны, расположенные на территории потока терригенного обломочного материала, захороняются проградационными телами (клиноформами) и обратными клиноформами. В их подошве также возникают угловые несогласия. При крутизне свыше 5° поверхности склонов осложняются плоскостной эрозией, которая приводит к срезанию слагающих их слоев. Палеосклоны являются надежным критерием для доказательства относительно глубоководного морского и озерного генезиса слоев и сопряженных районов шельфовых акваторий.

*Наземные палеоврезы* являются надежным палеогеоморфологическим критерием суши. Они выделяются по уничтожению подстилающих отложений и захоронению перекрывающими образованиями, слой которых на склонах палеовреза испытывают прислонение. Во времени заложения палеоврезов дно бассейна находилось выше уровня моря и осадконакопление практически происходило на нем. Наземные палеоврезы следует отличать от подводных каньонов. Первые из них имеют максимальные углубления в средних и верхних частях. В устье наземные палеоврезы редуцируются и полностью затухают на сопряженных участках палеоакваторий. Подводные палеоврезы обычно приурочены к палеосклонам и затухают на днище палеокотловины. Подводные палеоврезы котловин, созданные подводными течениями, отличаются линейностью, что позволяет объективно их отделять от сложной ветвевой формы наземных палеоврезов.

В осадочном чехле широко распространены *палеосрезы* (поверхности несогласий), связанные, главным образом, с восходящими вертикальными или горизонтальными (сжатие) тектоническими движениями и трансгрессией моря. В пределах шельфа за счет равномерных волновых процессов создается ровная плоскость среза. На суше поверхность среза осложнена более мелкими врезами за

счет неравномерности денудации и, главным образом, в результате эрозионной деятельности. Таким образом, форма поверхностей срезов дает объективные палеогеоморфологические критерии. Ровные плоскости поверхностей несогласий характеризуют шельфовые условия для данного стратиграфического уровня, а неровные изрезанные поверхности свойственны континентальным условиям.

*Подошвенное (прибрежное) налегание* возникает вблизи осадочного чехла в сторону суши. Оно связано с колебаниями уровня моря. При трансгрессии подошвенное налегание последовательно сдвигается в сторону суши, а при регрессии – в сторону моря. Подошвенное налегание следует отличать от конседиментационного тектонического налегания и прислонения при захоронении палеорельефа. При конседиментационном тектоническом налегании в сторону бассейна слои, как правило, расходятся, вследствие чего происходит их утолщение, при этом фациальный состав слабо или совсем не изменяется. Напротив, при подошвенном налегании слои строго параллельны друг другу, фациальный состав резко изменяется от прибрежно-морских отложений до образований внешнего шельфа. Прислонение от подошвенного налегания отличает обычно значительно большая величина (сотни метров и первые километры по сравнению с десятками и первыми сотнями метров) и крутизна поверхности подстилающего субстрата (градусы по сравнению с первыми десятками минут). Подошвенное (прибрежное) налегание является надежным сейсмостратиграфическим критерием для выделения прибрежно-морских фаций и реконструкции палеобереговой линии. К сожалению, оно редко обнаруживается в активно прогибающихся тектонических бассейнах, обычно тяготея к пассивным частям бассейнов, где осадконакопление обусловлено колебаниями уровня моря.

*Прислонение* широко распространено в разрезах осадочного чехла. Оно возникает в относительно глубоководных котловинах за бровкой шельфа, где прекращается действие волновых процессов. Осадочный материал в них переносится как вязкая жидкость за счет гравитации. Склоны котловин и неровности днища препятствуют течению, приводя к прислонению слоев к поверхности подстилающего субстрата. Прислонение может возникнуть в эрозионных углублениях шельфа и суши. Прислоняющиеся слои являются надежным критерием для реконструкции палеорельефа. Высота, размеры и формы последнего дают объективные параметры по генезису захороняющих его слоев.

## 2. АККУМУЛЯТИВНЫЕ (СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ) ТЕЛА

В пределах днищ глубоководных бассейнов распространены два генетических типа тел. Пер-

вый составляют тела комплекса латерального заполнения. Он образуется при привносе в бассейн терригенного осадочного материала, который распределяется в нем за счет гравитации подобно вязкой жидкости. Слои тел латерального заполнения характеризуются выдержанностью и заканчиваются прислонением или сужающимся в сторону бровки палеошельфа клином (обратная клиноформа). Второй генетический тип тел представлен гидрогенным (частица за частицей) комплексом. Он формируется за счет выпадающих из водного слоя осадков и приурочен или к внутренним районам океана, или к бассейнам, в которые в определенные отрезки времени не поступал терригенный обломочный материал в связи с определенными палеогеографическими условиями или спецификой седиментации. Гидрогенный комплекс внутренних районов океанов характеризуется умеренной мощностью (обычно до первых сотен метров) и выдержанностью на большие расстояния. Он выстилает поверхность океанического фундамента. Однако на отдельных пониженных участках последнего осадки гидрогенного комплекса за счет гравитационного течения, аналогичного латеральному комплексу заполнения, образуют зоны повышенных толщин (до многих сотен метров). При повышенной мощности (до первых сотен метров) шапки гидрогенного комплекса приурочены к подводным возвышенностям дна, где в его строении принимают участие карбонатные илы, накопление которых прекращается на больших глубинах смежных котловин. В распределении гидрогенного комплекса огромное значение имеют придонные океанические течения, приводя к дифференциации его толщин. Тела депрессионного комплекса глубоководных бассейнов отличаются выдержанностью и утоненностью (обычно десятки или реже первые сотни метров). Слагающие их слои в зоне палеосклонов с резким утолщением переходят в шельфовые карбонаты или терригенные и терригенно-карбонатные проградации (клиноформы).

В пределах склонов глубоководных бассейнов в зонах привноса терригенного обломочного материала в сторону днища котловин происходит резкое утолщение осадочного чехла. Образуется клин, вершина которого совпадает с бровкой шельфа. Он может рассматриваться как обратная клиноформа, то есть утонение и выклинивание слоев происходит к окраине бассейна. Обратная клиноформа представляет периферийную часть латерального глубоководного комплекса заполнения в зоне его сопряжения с шельфовыми аналогами.

Слои карбонатного шельфа за бровкой палеосклона испытывают утонение с образованием прямой клиноформы. Последняя сопряжена в свою очередь со слоями депрессионного комплекса днища котловин. Часто карбонатный шельф в зоне перехода в прямую клиноформу осложнен барьерным рифом. В прямой клиноформе слои



утоняются от многих сотен метров у бровки палеошельфа до десятков метров вблизи подножия палеосклона.

При приобретении осадками свойств сыпучего тела происходит латеральная седиментация, приводящая к аккумулятивному наращиванию склона. При площадном переносе терригенного обломочного материала образуются проградации (клиноформы), быстро выклинивающиеся по падению (фондоформа) и восстанию (ундаформа). Среди них намечаются два типа. Первый составляют клинопокровы (трансгрессивные клиноформы), которые имеют несколько утоненные шельфовые аналоги. Второй тип проградаций представлен клиноциклитами, которые по восстанию испытывают кровельное прилегание, практически выклиниваясь на шельфе. Обычно высота проградаций при поперечнике в десятки километров не выходит за пределы первых сотен метров. По падению они через фондоформу сменяются маломощными слоями депрессионного комплекса.

При линейном переносе терригенного обломочного материала создаются подводные конуса выноса. Они наращивают склон и захороняют сопряженные участки глубоководной котловины. По простираню и вкост простираню подводные конуса выноса через фондоформы сменяются маломощными слоями депрессионного комплекса. Высота подводных конусов выноса достигает от сотен метров до первых километров. При наложении конусов друг на друга они могут создавать сплошные параллельные склону полосы, которые через терригенные уступы сменяются маломощными слоями депрессионного комплекса.

*Шельфы* составляют основную часть эпиконтинентальных бассейнов. На них вырабатывается равновесие между аккумуляцией и подводной эрозией. Оно нарушается тектоническими движениями или колебаниями уровня моря, за счет которых может начаться седиментация. Однако при значительном привносе терригенного обломочного материала или биогенной активности седиментация кратковременно может нарушить равновесие с образованием локальных осложняющих тел.

*Элементарные дельты* образуются преимущественно на внутреннем шельфе за счет обильного привноса терригенного обломочного материала живой струей водной артерии. Осадконакопление идет по типу сыпучих тел в латеральном направлении. Образующие косослоистые тела, близкие проградациям склонов, но отличаются значительно меньшей высотой (до первых десятков метров). Они переходят в одновозрастные, существенно меньшей толщины слои продельты и шельфовые образования (сантиметры и первые метры).

В прибрежных участках шельфа возникают условия для кратковременного накопления тел (баров) за счет волноприбойных процессов на

изолированных площадях. Их толщина не превышает первых десятков метров при протяжении до нескольких километров. Обычно бары создают изометричные формы и имеют выпуклую кровлю и плоскую подошву. Их шельфовые возрастные аналоги чаще всего выходят за разрешаемые возможности сейсморазведки.

*Рифы* осложняют карбонатный шельф. Наиболее крупные из них являются барьерными, возникающими в зоне, сопряженной с бровкой склона. Рифы отличаются повышенной толщиной, слегка выпуклой кровлей при плоской подошве. Часто в покрывающих карбонатный шельф слоях над рифами возникают антиклинальные изгибы. Для рифовых тел характерно ухудшение сейсмической записи. В них наблюдается искривление и прерывистость осей синфазности.

Элементарные дельты, бары и рифы являются аккумулятивными телами – индикаторами прибрежно-морской и шельфовой палеообстановки осадконакопления. Они дают объективную информацию для раскрытия генезиса вмещающих слоев осадочного чехла.

Сухопутное осадконакопление эпиконтинентальных бассейнов происходит исключительно за счет тектонического прогибания. Аккумулятивные тела лишь осложняют его, являясь индикаторами генезиса, сформированных пород.

*Тела речных артерий* отличаются повышенной мощностью (до десятков километров) при протяженной извилистой форме. Их кровля слегка выпуклая, а подошва ровная или слегка вогнутая. Для тел речных артерий характерно отсутствие выдержанных отражений и присутствие прерывистых искривленных осей синфазности.

*Наземные конуса выноса* характеризуются повышенной мощностью (десятки и первые сотни метров) и линейной удлиненностью. Они имеют выпуклую кровлю и ровную подошву. Для них типичны или полное отсутствие сейсмической записи, или отрывочные хаотичные отражения. В отличие от подводных конусов выноса, наземные конуса выноса непосредственно не сопряжены со склонами и образуются на дне бассейна обычно в периферийных его частях.

### 3. АНАЛИЗ РИСУНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗАПИСИ

Рисунок сейсмической записи является наиболее тонким инструментом для расшифровки фациального облика и вещественного состава осадочного чехла. Однако он должен применяться с большой осторожностью, так как на него существенно влияют и другие факторы седиментогенеза и последующих процессов преобразования горных пород. Поэтому близкие рисунки сейсмической записи в разных регионах могут характеризовать различные фациальные обстановки и вещественный состав и, наоборот, несхожие сейсмические

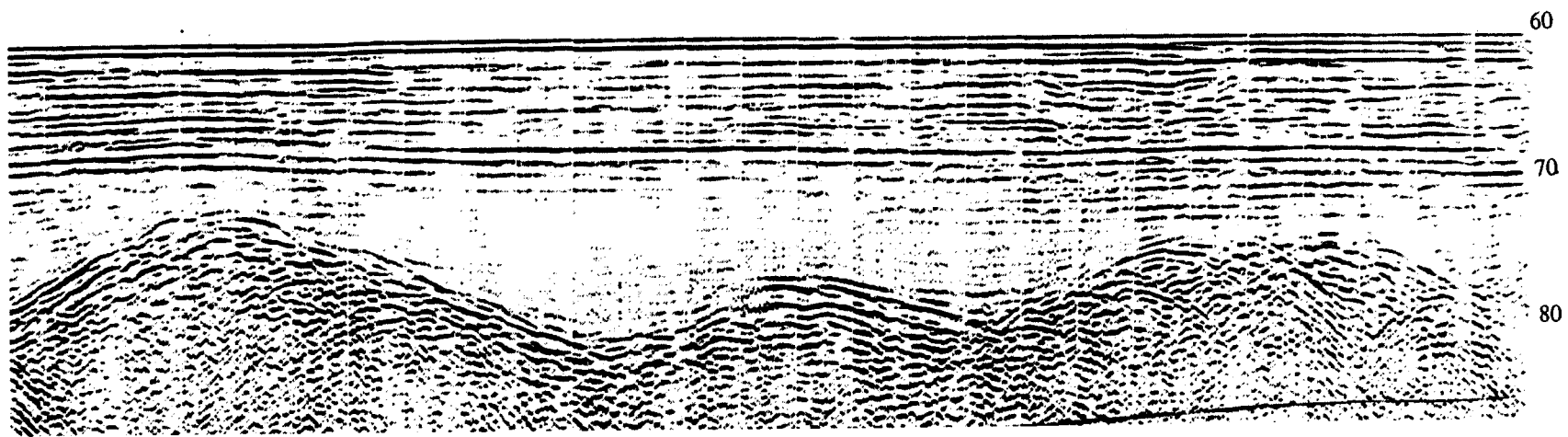
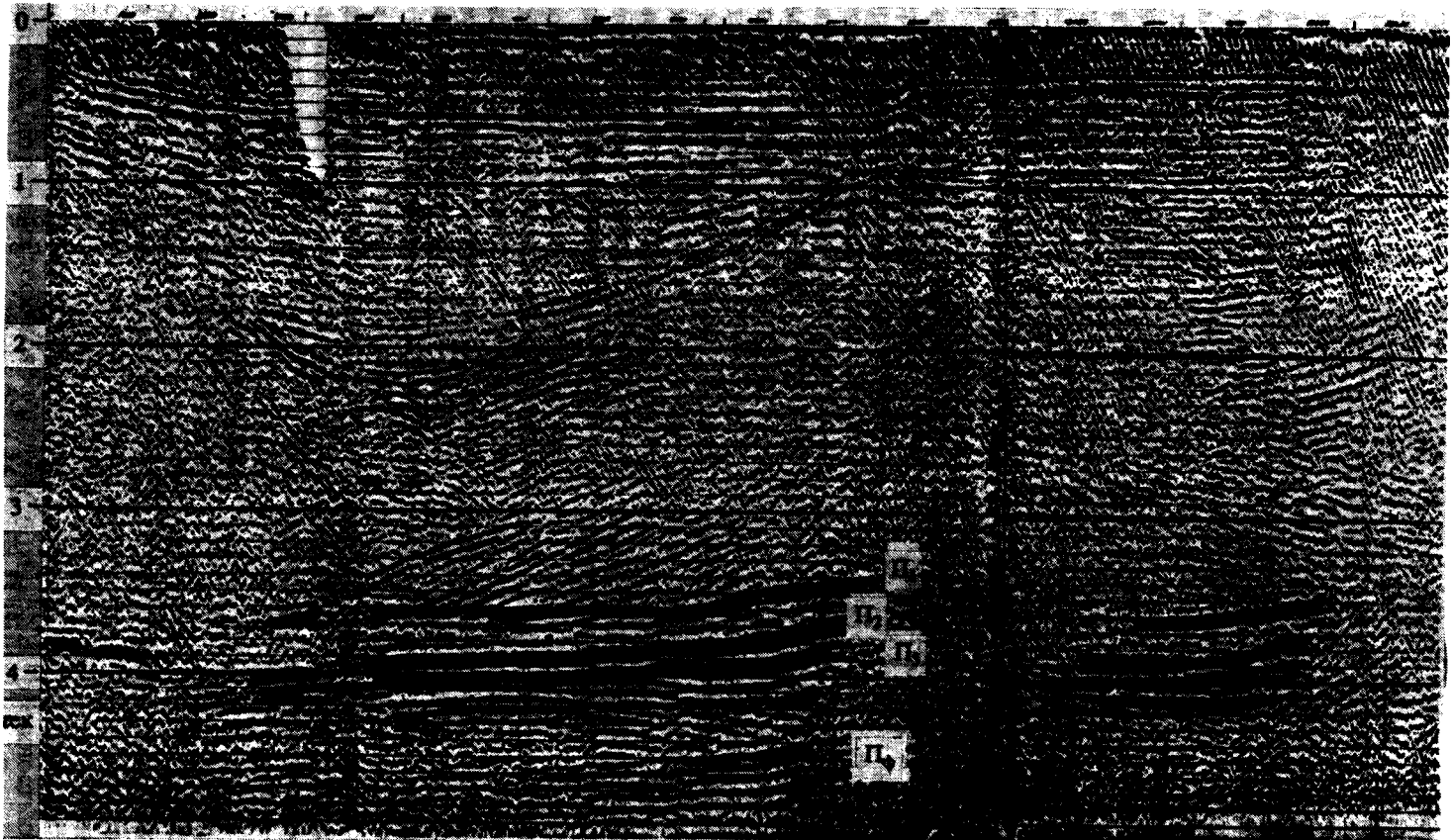


Рис. 1. Фрагмент временного разреза района окраины Сьерра-Леоне Атлантического океана, демонстрирующий прозрачные и слоистые сейсмические записи и отложения палеокотловин.



**Рис. 2.** Фрагмент временного разреза внутренних районов Прикаспийской впадины, демонстрирующий сильные отражения, связанные с депрессионным комплексом пород.

Индексами обозначены подсолевые горизонты подсолевого палеозойского разреза.

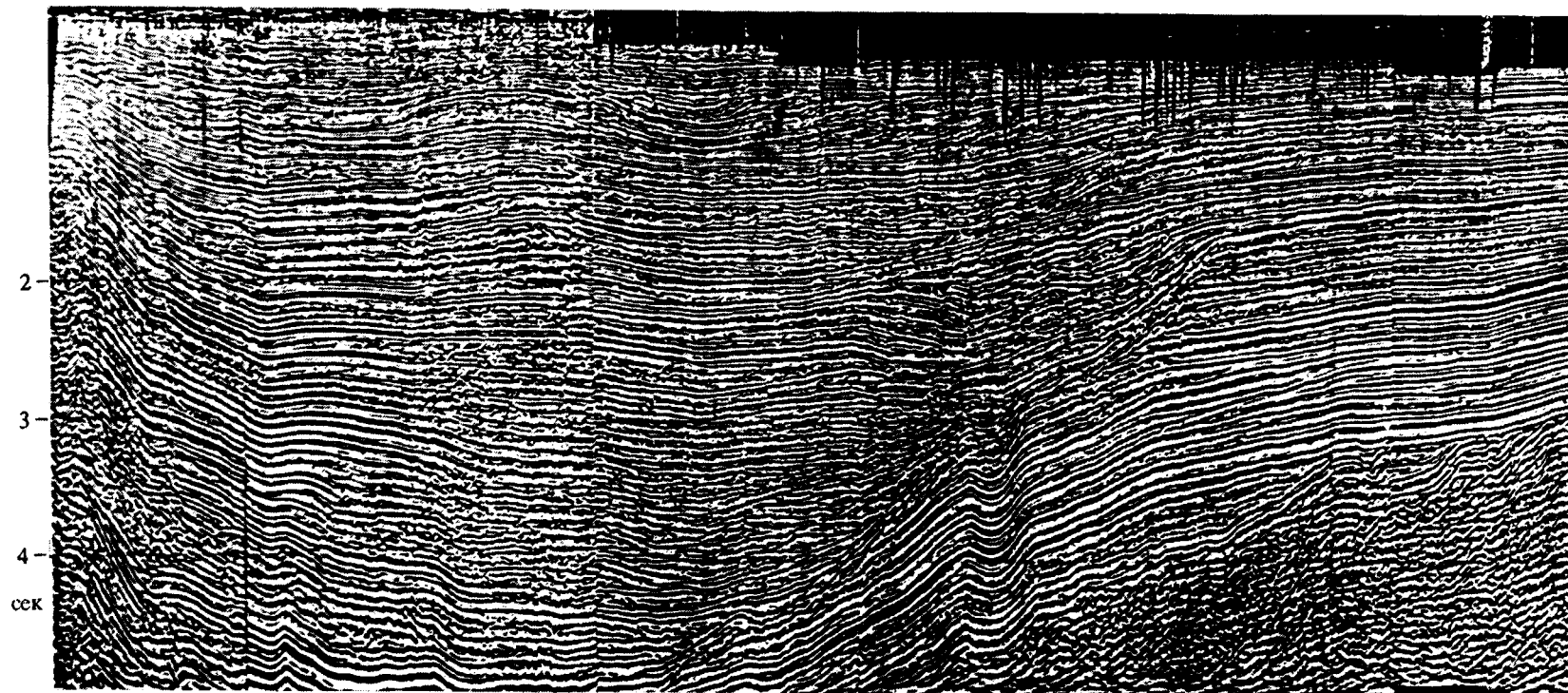


Рис. 3. Фрагмент временного разреза запада Скифской плиты, демонстрирующий сейсмическую запись палеосклона.

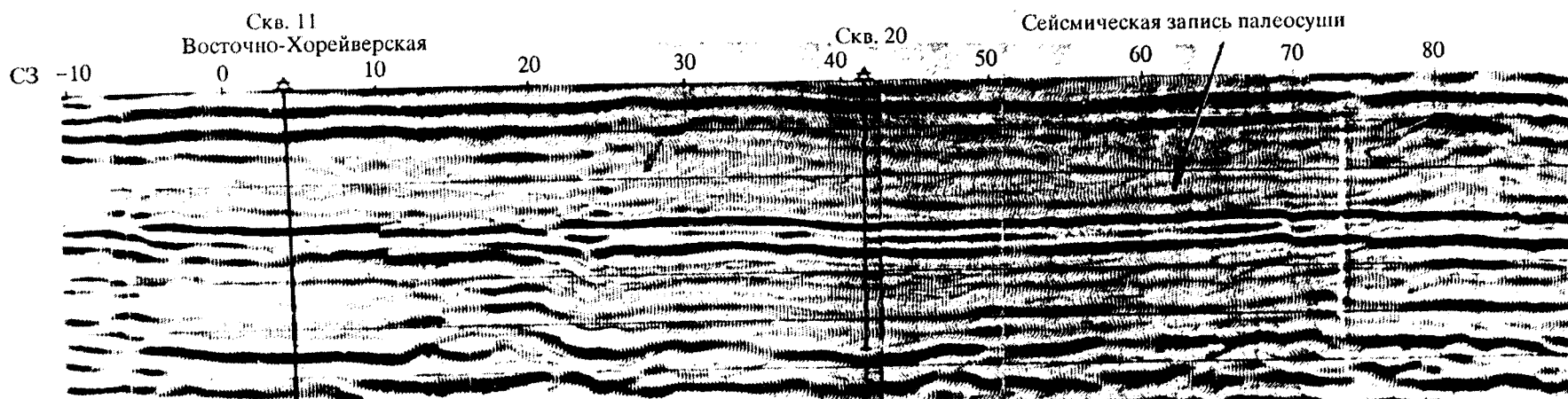


Рис. 4. Фрагмент временного разреза севера Печорской впадины, демонстрирующий сейсмическую запись палеосуши.

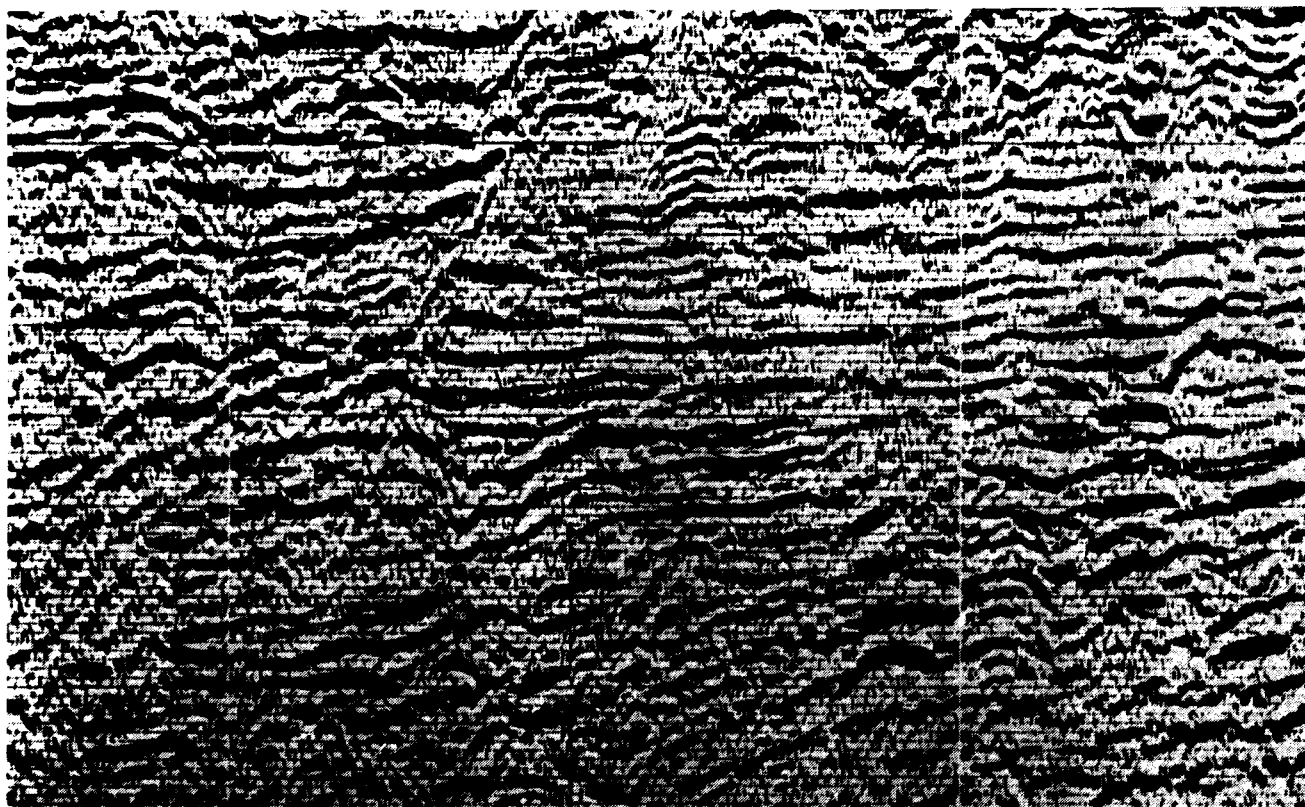


Рис. 5. Фрагмент временного разреза севера Индии, демонстрирующий сейсмическую запись молассы.

записи – отвечать близким фаціальным обстановкам и вещественному составу. Рисунок сейсмической записи надо обязательно рассматривать одновременно с указанными выше палеогеоморфологическими критериями, аккумулятивными телами и данными бурения. Следует выработать свои региональные и локальные тесты, которые можно использовать лишь на ограниченных территориях. Ниже приводятся характеристики рисунков сейсмической записи отложений разного генезиса.

*Отложения глубоководных палеокотловин* характеризуются двумя типами сейсмической записи: насыщенных динамически выраженных отражений и прозрачной средой (рис. 1). Переходы между ними могут происходить по вертикали достаточно резко. Но отмечается постепенная смена с появлением прозрачных частей разреза. Граница прозрачной и слоистой сред не имеет возрастной и вещественной привязки. Она скользит по стратиграфической шкале и не имеет определенного литологического контакта. Чаще прозрачная сейсмическая запись встречается в гидрогенном комплексе внутренних районов океана. Вероятно их образование предопределяется особенностью седиментогенеза. При плавном постепенном накоплении слоев осадочного чехла не создаются резкие перепады акустической жесткости и среда становится малоблагоприятной для образования сейсмических отражений. Формиру-

ется прозрачная сейсмическая запись. Напротив, при импульсивном осадконакоплении, когда седиментация чередуется с перерывами в осадконакоплении, создаются резкие градиенты изменения акустической жесткости, приводящие к появлению динамически выраженных, выдержанных сейсмических отражений. Депрессионному комплексу обычно отвечает сильное динамически выраженное отражение, очень часто играющее роль опорного сейсмического горизонта (рис. 2).

*Отложения палеосклонов* характеризуются динамически плохо выраженными и невыдержанными сейсмическими отражениями (рис. 3). Для них типичны косые, сигмоидальные наклоны. В проградационных телах наиболее динамически четко выражены кровельное и подошвенное отражения клинопокровов, переходящие на сопряженные участки палеошельфов. На площади палеокотловин они сливаются с динамически выраженным отражением депрессионного комплекса. Клиноциклиты насыщены слабыми отражениями, находящимися среди редких динамически выраженных отражений. Отложения обратных клиноформ, особенно при значительной крутизне палеосклона, характеризуются редкими, часто хаотически расположенными отражениями. Общий вид рисунка сейсмической записи приобретает вид “мусорной помойки”.

Отложения палеошельфа отличает каркас динамически выраженных, выдержанных отражений среди пачек слабых отражений. Первые обычно приурочены к низкоэнергетическим слоям, обычно представленным глинистыми разностями. Более мощные пачки слабых отражений содержат более грубые разности терригенных образований или биогенных высокоэнергетических пород в карбонатном палеошельфе.

Для отложений палеосуши обычно свойственны ухудшения сейсмической записи (рис. 4). Резко редуцируются выдержанные отражения. Они обычно свойственны лишь озерным образованиям. Оси синфазности рассыпаются на отдельные небольшие площадки, не коррелируемые друг с другом. В молассах они часто приобретают хаотические наклоны (рис. 5). Для пестроцветных континентальных образований часто свойственна прозрачная и полупрозрачная сейсмическая запись.

#### 4. МОРСКИЕ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Выделение возрастных сейсмостратиграфических единиц основывается на синхронности сей-

смических отражений. При фазовой корреляции последних они могут объективно протягиваться на обширных пространствах осадочного бассейна. Однако в зонах перехода прибрежно-морских отложений в континентальные, как правило, резко ухудшается динамика отражений и прямая фазовая корреляция становится практически невозможной. Поэтому установление фациальной природы по рассмотренным трем группам сейсмостратиграфических критериев позволяет наметить зону перехода морских и континентальных отложений и откартировать ее по площади. Тогда можно без больших ошибок перейти от сейсмостратиграфических единиц морского генезиса к одновозрастным аналогам континентального разреза.

В качестве примера можно привести расшифровку зоны перехода морских и континентальных фаций в интервале верхнего эоцена - нижнего олигоцена Северного Приаралья по рассмотренным выше сейсмостратиграфическим параметрам. Их сопоставление с данными геофизического и биостратиграфического изучения скважин позволяет по-новому раскрыть возрастные соотношения саксаульской и чеганской свит, спор о которых продолжается на протяжении нескольких десятилетий. Первая из свит (до 160 м) слагается

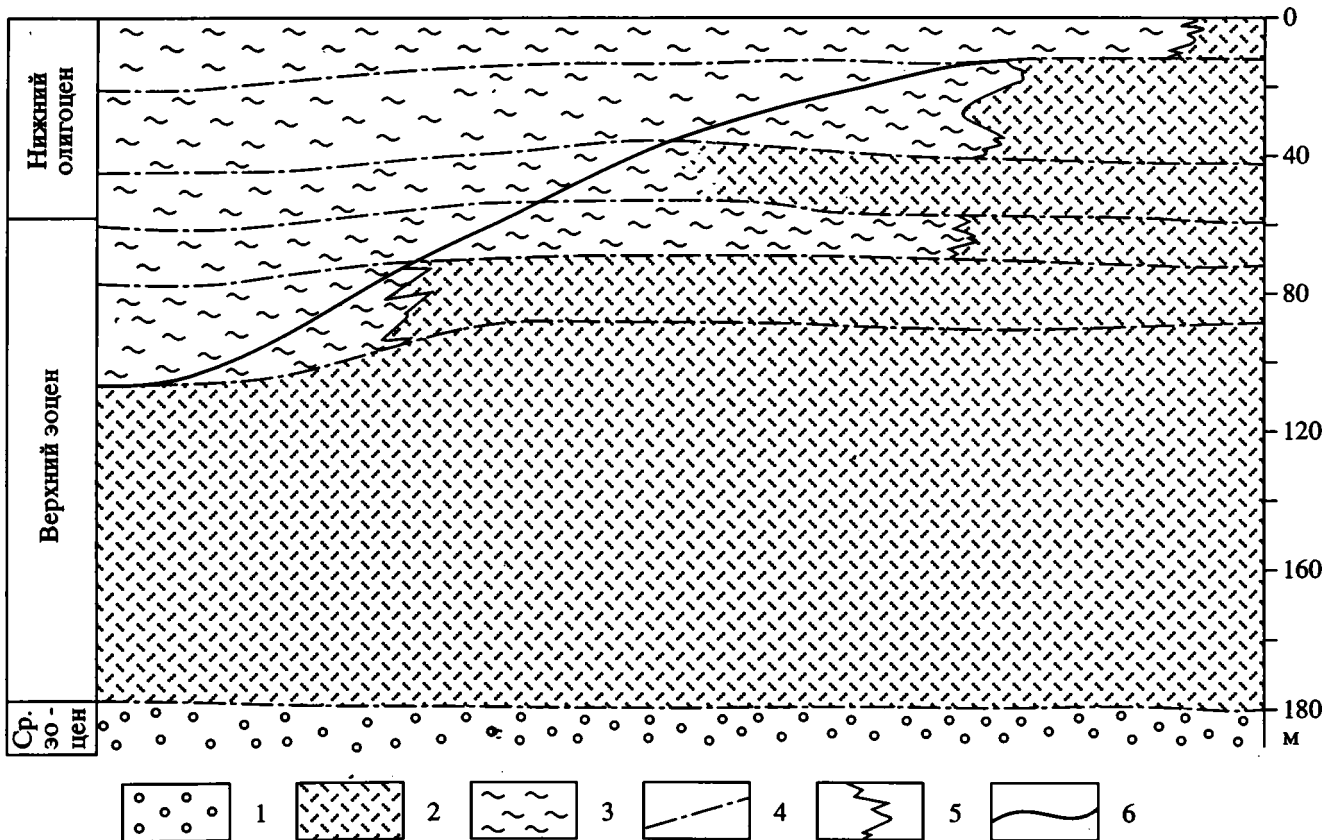


Рис. 6. Схема сопоставления саксаульской и чеганской свит Северного Приаралья.

1 – тасаранская свита; 2 – саксаульская свита; 3 – чеганская свита; 4 – изохронные поверхности, 5 – линия перехода континентальных отложений саксаульской свиты в морские отложения чеганской свиты; 6 – граница саксаульской и чеганской свит.

алеврито-глинистыми отложениями, согласно перекрывающимися глинами тасаранской свиты. Верхняя часть саксаульской свиты представлена континентальными белыми кварцевыми песками. Они перекрываются морскими глинами чеганской свиты (до 100 м). Считалось до конца шестидесятых годов, что отложения саксаульской свиты относятся к верхнему эоцену, а глины чеганской свиты к нижнему олигоцену (рис. 6). Однако проведенный комплексный анализ показал, что при движении с северо-востока на юго-запад пачки континентальных песков саксаульской свиты последовательно переходят в морские глины чеганской свиты (рис. 6). С помощью сейсмостратиграфии и бурения удалось наметить пять изохронных уров-

ней, которые трассируются как в морских, так и в континентальных фациях. Их стыки представляют клиновидные пачки замещения, которые позволяют определять местоположение системы суша–море в геологическом времени. Проследивание пяти клиновидных пачек (до первых десятков метров) перехода в палеогеновых разрезах позволило установить возрастные объемы саксаульской и чеганской свит на севере и юге Северного Приаралья. На севере граница саксаульской и чеганской свиты отвечает рубежу верхнего эоцена и олигоцена, а на юге она опускается глубоко внутрь верхнего эоцена.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

Сдано в набор 18.04.94 г.

Подписано к печати 29.07.94 г.

Формат бумаги 60 × 88<sup>1</sup>/<sub>8</sub>

Офсетная печать

Усл. печ. л. 24.0

Усл. кр.-отт. 71 тыс.

Уч.-изд. л. 14.1

Бум. л. 12.0

Тираж 290 экз.

Зак. 1396

## **Уважаемые подписчики!**

Журналы Российской Академии Наук можно выписать в любом почтовом отделении России по каталогу “Известий” Роспечати.

## **Обращаем Ваше внимание!**

Подписку можно оформить также в редакции журнала. Это избавит Вас от услуг почтового ведомства и связанных с этим неудобств. Стоимость журнала обойдется Вам в два - три раза дешевле!

*Очередной номер журнала в этом случае будет ждать Вас в редакции сразу же после выхода его из печати.*



МАИК "НАУКА"

"ИНТЕРПЕРИОДИКА"

**Журналы Российской академии наук  
выходят в свет одновременно  
на русском и английском языках**

Акустический журнал  
Астрономический журнал  
Вестник РАН  
Водные ресурсы  
Вопросы ихтиологии\*  
Высокомолекулярные соединения  
Генетика  
Геология рудных месторождений  
Геотектоника\*  
Доклады РАН

*Acoustical Physics*  
*Astronomy Reports*  
*Herald of the Russian Academy of Sciences*  
*Water Resources*

*Polymer Science*  
*Russian Journal of Genetics*  
*Geology of Ore Deposits*

*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Science,*  
*Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,*  
*Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,*  
*Doklady Physical Chemistry, Physics Doklady*

Журнал аналитической химии  
Журнал неорганической химии  
Журнал физической химии  
Защита металлов  
Известия АН. Физика атмосферы и океана\*  
Кинетика и катализ  
Коллоидный журнал  
Координационная химия  
Кристаллография  
Неорганические материалы  
Океанология\*  
Оптика и спектроскопия  
Петрология  
Письма в Астрономический журнал  
Почвоведение\*  
Стратиграфия. Геологическая  
корреляция  
Теоретические основы  
химической технологии

*Journal of Analytical Chemistry*  
*Russian Journal of Inorganic Chemistry*  
*Russian Journal of Physical Chemistry*  
*Protection of Metals*

*Kinetics and Catalysis*  
*Colloid Journal*  
*Russian Journal of Coordination Chemistry*  
*Crystallography Reports*  
*Inorganic Materials*

*Optics and Spectroscopy*  
*Petrology*  
*Astronomy Letters*

*Stratigraphy and Geological Correlation*  
*Theoretical Foundations of Chemical*  
*Engineering*

Теплофизика высоких температур  
Теплоэнергетика  
Физика Земли\*  
Физика плазмы  
Физиология растений  
Химия высоких энергий  
Электрохимия  
Ядерная физика

*High Temperature*  
*Thermal Engineering*

*Plasma Physics Reports*  
*Russian Journal of Plant Physiology*  
*High Energy Chemistry*  
*Russian Journal of Electrochemistry*  
*Physics of Atomic Nuclei*  
*Glass Physics and Chemistry\*\**  
*Studies on Russian Economic Development\*\**  
*The Physics of Metals and Metallography\*\**  
*Laser Physics\*\**  
*Pattern Recognition and Image Analysis\*\**

\* В 1994 г. журналы издаются МАИК "Наука" только на русском языке.

\*\* В 1994 г. журналы издаются совместно МАИК "Наука" и "Интерперидикой"  
только на английском языке.