ISSN 0869-592X

Том 7, Номер 1 Январь - Февраль 1999

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов

http://www.maik.rssi.ru

"НАУКА"
МАИК "НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА"

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 7 № 1 1999 Январь–Февраль

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. Берггрен, Е. В. Бибикова,
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,
В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невесская, 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

Адрес редакции: 109180 Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22,
Институт литосферы РАН, комн. 2, тел. 951-21-64

Москва
Издательство "Наука"
Международная академическая
издательская компания "Наука/Интерпериодика"

© Российская академия наук
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук, 1999 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Том 7, номер 1, 1999

Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные
В. П. Ковач, А. Б. Котов, В. И. Березкин, Е. Б. Сальникова, С. Д. Великославинский, А. П. Смелов, Н. Ю. Загорная 3

Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 2. Интерпретация в терминах биотической палеосукцессии
А. Ф. Вейс, П. Ю. Петров, Н. Г. Воробьева 18

Радиолярии в полифациальных позднепалеозойских образованиях Предуральского краевого прогиба
Б. И. Чувашов, Э. О. Амон, М. Каридруа, Ж.-Н. Пруст 41

Опорный разрез и зональное расчленение верхнепермских отложений Юго-Восточной Монголии
И. Н. Мананков 56

Этапность развития раннетриасовых аммоноидей востока Бореальной области
С. П. Ермакова 66

Биостратиграфическое расчленение мезозойских отложений, вскрытых Тюменской сверхглубокой скважиной
А. И. Киричкова, Н. К. Куликова, Л. Л. Овчинникова, Н. А. Тимошина, Т. А. Травина, В. А. Федорова 71

Биогеография планктонных фораминифер Северной Пацифики в палеоцене и эоцене
И. А. Басов 86

Палиностратиграфия нижнего карангата Абхазии
Э. В. Квавадзе, Л. П. Рухадзе 99

Авторский указатель к тому 6 за 1998 г. 110

Contents

Vol. 7, No. 1, 1999

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

Age Limits of High-Grade Metamorphic Supracrustal Complexes in the Central Aldan Shield: Sm–Nd Isotopic Data
V. P. Kovach, A. B. Kotov, V. I. Berezkin, E. B. Sal'nikova, S. D. Velikoslavinskii, A. P. Smelov, and N. Yu. Zagornaya 3

The Late Riphean Miroedikha Microbiota from Siberia. Communication 2. Interpretation in Terms of Biotic Paleosuccession
A. F. Veis, P. Yu. Petrov, and N. G. Vorob'eva 18

Late Paleozoic Radiolarians from the Polyfacies Formations of the Uralian Foredeep
B. I. Chuvashov, E. O. Amon, M. Caridroit, and J.-N. Proust 41

Reference Section and Upper Permian Zonation in Southeastern Mongolia
I. N. Manankov 56

Stages of the Early Triassic Ammonoid Evolution in the Eastern Boreal Province
S. P. Ermakova 66

Biostratigraphic Subdivision of Mesozoic Deposits Penetrated by the Tyumen Super-Deep Borehole
A. I. Kirichkova, N. K. Kulikova, L. L. Ovchinnikova, N. A. Timoshina, T. A. Travina, and V. A. Fedorova 71

Biogeography of Planktonic Foraminifers in the Paleocene and Eocene North Pacific
I. A. Basov 86

The Lower Karangat Palynostratigraphy in Abkhazia
E. V. Kvavadze and L. P. Rukhadze 99

Author Index to Volume 6, 1998 110

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 1, с. 3–17

УДК 550.93:552.4(571.56)

ВОЗРАСТНЫЕ ГРАНИЦЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА: Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

© 1999 г. В. П. Ковач*, А. Б. Котов*, В. И. Березкин, Е. Б. Сальникова*, С. Д. Великославинский*, А. П. Смелов**, Н. Ю. Загорная***

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

***Якутский институт геологических наук ЯНЦ СО РАН, 677981 Якутск, проспект Ленина, 39, Саха-Якутия, Россия*

Поступила в редакцию 18.03.97 г.

В статье приведены первые результаты систематических Sm-Nd изотопных исследований кластических метаосадочных и метавулканогенных пород высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита, позволяющие в первом приближении оценить нижнюю возрастную границу их формирования. В результате проведенных исследований установлено, что источниками протолитов метапелитов курумканской толщи, метапелитов и метаграувакк амедичинской толщи, а также метаграувакк курультинской, зверевской и сеймской толщ послужили породы, имевшие в среднем позднеархейские Nd модельные возрасты (T_{Nd}(DM) = 2.6–3.3 млрд. лет). Источники с раннеархейскими модельными возрастами достоверно установлены только для единичных образцов пород курумканской и курультинской толщ (T_{Nd}(DM) = 3.5 млрд. лет). Источниками протолитов супракрустальных образований чугинской, холболохской, кюриканской, иджекской и федоровской толщ являлись породы раннепротерозойского возраста (T_{Nd}(DM) = 2.2–2.5 млрд. лет). Полученные данные свидетельствуют о том, что формирование супракрустальных толщ Алданской гранулито-гнейсовой области и восточной части Олекминской гранит-зеленокаменной области относится главным образом не к раннеархейскому, как это предполагалось ранее, а к позднеархейскому и/или раннепротерозойскому этапам геологического развития Алданского щита.

Ключевые слова. **Ранний докембрий, высокометаморфизованные комплексы, осадочные породы, Алданский щит, возраст, Nd изотопная систематика.**

ВВЕДЕНИЕ

Согласно современным схемам тектонического районирования (Докембрийская геология..., 1988; Precambrian geology..., 1993) Алданский щит подразделяется на Алданскую гранулито-гнейсовую область и расположенные соответственно к западу и востоку от нее Олекминскую и Батомгскую гранит-зеленокаменные области (рис. 1). Алданская гранулито-гнейсовая область (АГГО) представляет собой пример исключительно широкого (~600 × 300 км) распространения супракрустальных образований, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации (Ранний докембрий..., 1986). В настоящее время господствующим является представление о раннеархейском возрасте высокометаморфизованных пород Алданского щита (Дзевановский, 1958; Докембрийская геология..., 1988; Неелов, Милькевич, 1979; Ранний докембрий..., 1986; Реутов, 1981; Салоп, 1982; Попов, Смелов, 1996; Фрумкин, 1981; Черкасов, 1979; Эволюция..., 1987; Precambrian geology..., 1993). В то же время другими исследователями их возраст рассматривается как ранне- и позднеархейский (Рудник, 1975) или раннепротерозойский (Тугаринов и др., 1967). Вместе с тем надежные геохронологические данные для пород супракрустальных комплексов АГГО отсутствуют (Древнейшие породы..., 1989; Precambrian geology..., 1993), а их возрастное положение определяется по отношению к эпохам эндогенной активности, выраженным в деформационных, метаморфических и магматических событиях (например, Ранний докембрий..., 1986; Рудник, 1975) или на основании "метаморфических" или "стратиграфических" критериев. В данной статье вопрос о возрасте пород высокометаморфизованных супракрустальных комплексов Алданского щита обсужда-

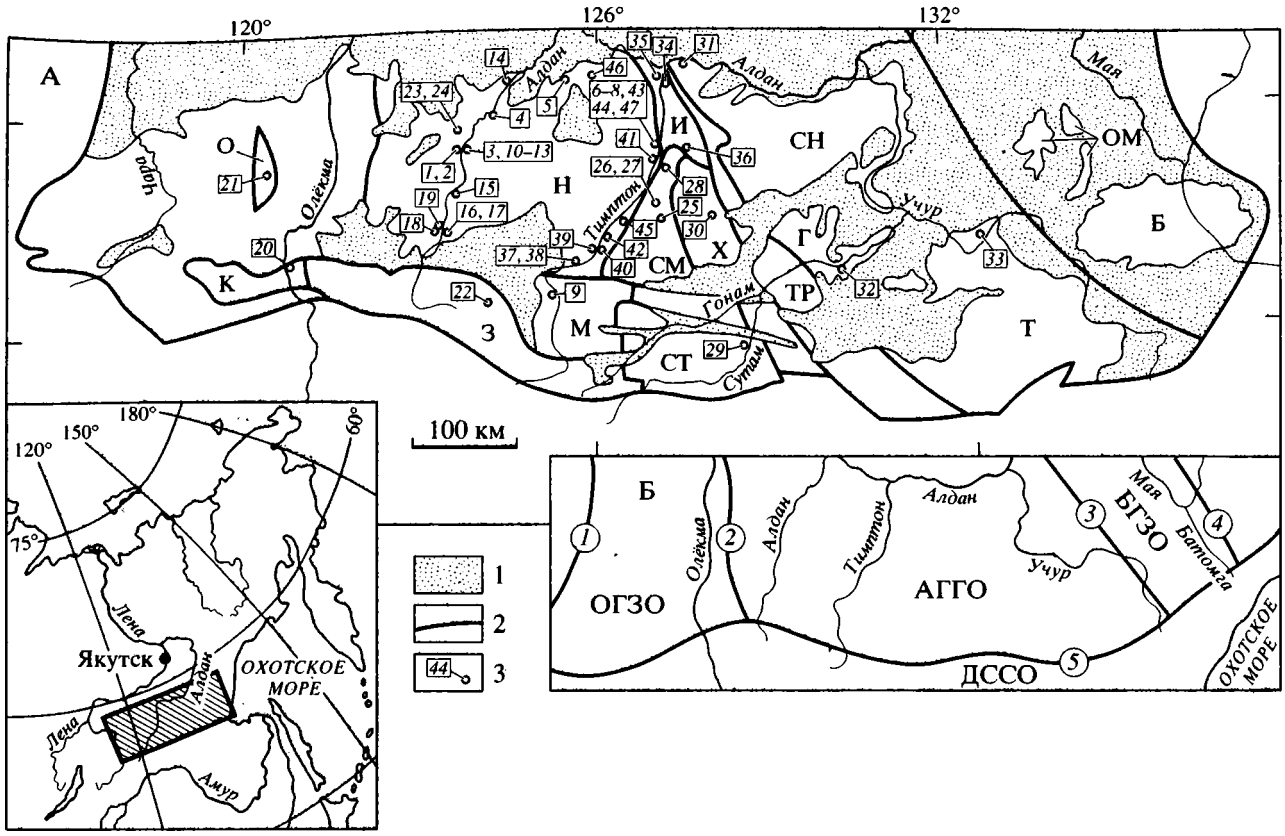


Рис. 1. А – схема блокового строения Алданского щита (по Н.В. Попову, А.П. Смелову (1996)).

1 – отложения платформенного чехла; 2 – границы блоков; 3 – места отбора проб для Sm-Nd изотопных исследований (номера соответствуют порядковым номерам в табл. 2–4). Блоки: К – Курультинский; О – Оломокитский; Н – Нимнырский; З – Зверевский; М – Мелемкенский; И – Иджекский аллохтон; СМ – Сеймский; СТ – Сутамский; Х – Холболохский; ТР – Тыркандинский; СН – Суннагинский; Г – Гонамский; Т – Тырканский; ОМ – Омнинский; Б – Батомгский.

Б – схема тектонического районирования Алданского щита (Докембрийская геология..., 1988).

ОГЗО – Олекминская гранит-зеленокаменная область; АГГО – Алданская гранулито-гнейсовая область; БГЗО – Батомгская гранит-зеленокаменная область. ДССО – Джугджуро-Становая складчатая область. Зоны разломов (цифры в кружках): 1 – Жуинская; 2 – Амгинская; 3 – Улканская; 4 – Нельканская; 5 – Становая.

ется на основе результатов Sm-Nd изотопных исследований.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Различные вопросы геологии и стратиграфии высокометаморфизованных супракрустальных комплексов Алданского щита достаточно полно освещены в многочисленных публикациях (Дзевановский, 1958; Докембрийская геология..., 1988; Коржинский, 1936, 1939; Миронюк и др., 1971; Неелов, Милькевич, 1979; Ранний докембрий..., 1986; Реутов, 1981; Рудник, 1975; Салоп, Травин, 1974; Фрумкин, 1981; Черкасов, 1979; Precambrian geology..., 1993 и др.). В настоящей статье в качестве исходной основы для представления и интерпретации Sm-Nd изотопных данных использована схема последовательности геологических событий, разработанная В.Л. Дуком и В.И. Кицулом с соавторами (Докембрийская геология..., 1988; Ранний докембрий..., 1986; Precambrian geology..., 1993). В соответствии с этой схемой можно выделить, по крайней мере, три этапа формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов АГГО и сопредельной территории Олекминской гранит-зеленокаменной области (ОГЗО), характеристика которых приведена в табл. 1. В качестве комплекса основания для супракрустальных образований рассматривается так называемый нестратифицируемый инфракрустальный комплекс, представленный разнообразными гнейсами тоналит-трондьемитового, гранодиоритового и гранитного состава (плагиогнейсы, эндербито-, чарнокито- и гранито-гнейсы).

С первым этапом формирования высокометаморфизованных супракрустальных образований рассматриваемого региона связано накопление

Таблица 1. Главные ассоциации, первичный состав и величины Sm-Nd модельных возрастов пород высокометаморфизованных супракрустальных комплексов Алданского щита (по работе: Ранний докембрий..., 1986; с изменениями и дополнениями)

Толща	Блок	Главные ассоциации пород	Предполагаемый первичный состав	T^{Nd}(DM), млрд. лет
Курумканская	Нимнырский, западная часть	Кварциты, высокоглиноземистые гнейсы, Grt ± Opx-Bt плагиосланцы и гнейсы, основные кристаллические сланцы, Di, Di (±Scap) плагиогнейсы	Ультрасилициты, алевропелиты и пелиты; граувакки, туффиты или андезиты–дациты; толеитовые базальты, известковистые алевропелиты, известково-силикатные породы	3.5 2.9–3.0 2.3–2.4
	Нимнырский, восточная часть	Высокоглиноземистые гнейсы, основные кристаллические сланцы	Пелиты, гидрослюдистые субсиаллиты, толеитовые базальты, карбонатные и известково-силикатные породы	2.9
	Мелемкенский	Кварциты, высокоглиноземистые гнейсы, кальцифиры, известково-силикатные породы, Fe-кварциты, основные кристаллические сланцы	Ультрасилициты, гидрослюдистые субсиаллиты, толеитовые базальты, карбонатные и известково-силикатные породы	3.1
Амедичинская	Нимнырский, западная часть	Кварциты, высокоглиноземистые гнейсы, кальцифиры, известково-силикатные породы, Fe-кварциты, основные кристаллические сланцы	Непрерывный ряд от ультрасилицитов до гидрослюдистых субсиаллитов, толеитовые базальты	3.0–3.3
Курультинская	Курультинский	Grt-Bt, Grt-Opx-Bt (±Sil, Crd) плагиогнейсы, основные кристаллические сланцы	Граувакковые алевролиты, толеитовые базальты	3.0
	Оломокитский			3.5
Зверевская	Зверевский	Основные кристаллический сланцы, OPx-CPx, OPx-CPx-Hbl плагиогнейсы, Grt-Bt плагиогнейсы	Субщелочные габбро–субщелочные кварцевые диориты; граувакковые алевролиты, туффиты, толеитовые базальты	2.9
Чугинская	Нимнырский, западная часть	Grt-Bt (±Sil), Bt, Bt-Hbl (±Di) плагиогнейсы и основные кристаллические сланцы, известково-силикатные породы, кальцифиры, кварциты, высокоглиноземистые гнейсы	Граувакковые алевролиты, туффиты, силициты и ультрасилициты, толеитовые и субщелочные базальты, реже андезиты, карбонатные и известково-силикатные породы	2.3–2.5
Сеймская	Сеймский	Grt-Bt плагиогнейсы, гнейсы, высокоглиноземистые гнейсы, Opx-Bt (±Grt), OPx-CPx и Di-Hbl плагиогнейсы, кварциты, известково-силикатные породы, основные и ультраосновные кристаллические сланцы	Граувакковые песчаники и алевролиты, туффиты, субсиаллиты; пикриты, пикрито-базальты, толеитовые базальты, их туфы и туффиты	2.6–3.0
Холболохская	Холболохский	Grt-Bt (±Sil, Crd), Grt-OPx, OPx, Di-OPx плагиогнейсы и гнейсы, мраморы, кальцифиры, известково-силикатные породы, основные кристаллические сланцы	Граувакковые песчанники, граувакковые алевролиты, алевролитовые аргиллиты, туффиты, толеитовые базальты, карбонатные и известково-силикатные породы	2.2
	Суннагинский			2.6
	Гонамский			2.3
	Тырканский			2.1
Кюриканская	Холболохский	Bt, Grt-Bt, OPx-Bt (±Grt), Di (±OPx, Hbl) плагиогнейсы, OPx (±Di, Hbl), Di (±Hbl) плагиогнейсы, известково-силикатные породы, кальцифиры, мраморы, OPx-CPx-Hbl гнейсы и основные кристаллические сланцы	Граувакковые алевролиты и/или туффиты, алевропелиты, карбонатные и известково-силикатные породы, субщелочные базальты, андезито-базальты и андезиты	2.3–2.4
Иджекская	Иджекский аллохтон	OPx (±Di, Hbl), Grt-OPx-Bt плагиогнейсы, гнейсы, Di (±Scp), Di-Hbl плагиосланцы, известково-силикатные породы, кварциты, основные кристаллические сланцы, OPx-CPx-Bt и OPx-Bt гнейсы	Карбонатные алевролиты, карбонатные алевритовые аргиллиты, граувакковые алевролиты, субщелочные базальты и андезиты	2.4
Федоровская	Нимнырский	Hbl, Bt-Hbl, Di-Hbl, OPx-CPx-Hbl и OPx-CPx плагиогнейсы, основные и ультраосновные кристаллические сланцы, Grt-Bt гнейсы, Di-, Phl-Di породы, мраморы, кальцифиры	Субщелочные, известково-щелочные и щелочные базальты, андезиты, дациты и риодациты, туфы и туффиты, карбонатные и известково-силикатные породы	2.2–2.4 3.2

существенно терригенных отложений курумканской и амедичинской толщ, а также вулканогенно-терригенных пород зверевской и курультинской толщ. Характер разрезов курумканской толщи в пределах различных блоков АГГО существенно различается (табл. 1). В западной части Нимнырского блока (рис. 1) курумканская толща сложена преимущественно высокоглиноземистыми гнейсами и кварцитами, в восточной части этого блока она представлена главным образом высокоглиноземистыми гнейсами и, наконец, в разрезах курумканской толщи Мелемкенского блока (рис. 1) наряду с высокоглиноземистыми гнейсами и кварцитами присутствуют линзы известково-силикатных пород, кальцифиров, железистых и диопсидовых кварцитов (табл. 1). Кроме того, в районе "стратотипической" для курумканской толщи местности – пос. Курумкан, верхнее течение р. Алдан – в чередовании с кварцитами, высокоглиноземистыми гнейсами, основными кристаллическими сланцами и амфиболитами наблюдаются гиперстен-биотитовые, гранат-гиперстен-биотитовые, гранат-биотитовые плагиогнейсы и гнейсы, а также тонкополосчатые диопсидовые и скаполит-диопсидовые плагиогнейсы (Кицул, 1989). Ранее они описывались в составе курумканской толщи (верхнеалданской свиты иенгрской серии) (Дзевановский, 1958; Неелов, Милькевич, 1979; Салоп, Травин, 1974; Фрумкин, 1981), однако В.Л. Дук и С.Н. Павлов (Ранний докембрий..., 1986), основываясь на петрохимических данных, исключили их из ее состава. В юго-западной части Нимнырского блока в качестве возрастного и формационного аналога курумканской толщи Мелемкенского блока В.Л. Дуком с соавторами (Ранний докембрий..., 1986) выделена амедичинская толща (табл. 1), которая находится здесь в аллохтонном залегании.

Зверевская толща (Зверевский блок АГГО, рис. 1) представлена преимущественно основными кристаллическими сланцами, двупироксеновыми и двупироксен-роговообманковыми плагиогнейсами, которые отвечают по составу субщелочным базальтам и андезитам и/или субщелочным габбро и диоритам. Гранат-биотитовые плагиогнейсы встречаются редко. Для курультинской толщи (Курультинский и Оломокитский блоки ОГЗО, рис. 1) характерна ассоциация гранат-биотитовых, гранат-гиперстен-биотитовых (±силлиманит, ±кордиерит) плагиогнейсов и основных кристаллических сланцев.

В течение второго этапа формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита произошло накопление вулканогенно-карбонатно-терригенных отложений чугинской (западная часть Нимнырского блока), сеймской (Сеймский и Сутамский блоки, рис. 1) и холболохской толщ (Холболохский, Суннагинский, Гонамский, Тырканский и Тыркандинский блоки). Для чугинской толщи типична ассоциация гранат-биотитовых (±силлиманит), биотитовых, биотит-амфиболовых (±диопсид) плагиогнейсов, основных кристаллических сланцев, известково-силикатных пород, кальцифиров, кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов. Сеймская толща сложена гранат-биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами, высокоглиноземистыми гнейсами, гиперстен-биотитовыми (±гранат), двупироксеновыми и диопсид-амфиболовыми плагиогнейсами, кварцитами, известково-силикатными породами, а также кристаллическими сланцами основного и ультраосновного состава. Супракрустальные образования холболохской толщи представлены гранат-биотитовыми (±силлиманит, ±кордиерит), гранат-гиперстеновыми, гиперстеновыми, диопсид-гиперстеновыми плагиогнейсами и гнейсами, мраморами, кальцифирами, известково-силикатными породами и основными кристаллическими сланцами.

К третьему этапу формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов АГГО относится накопление вулканогенно-карбонатно-терригенных отложений кюриканской (Холболохский, Гонамский и Тырканский блоки) и иджекской толщ, а также существенно вулканогенных пород федоровской толщи (Нимнырский блок) (табл. 1). В строении разреза кюриканской толщи принимают участие биотитовые, гранат-биотитовые, гиперстен-биотитовые (±гранат), диопсидовые (±гиперстен, ±амфибол) плагиогнейсы, гиперстеновые (±диопсид, ±амфибол) плагиосланцы, известково-силикатные породы, кальцифиры, мраморы, двупироксен-амфиболовые гнейсы и основные кристаллические сланцы. Иджекская толща выделена в тектонической пластине (Иджекский аллохтон), перекрывающей северо-восточную часть Нимнырского и северную часть Сеймского блоков (Ранний докембрий..., 1986). Она представлена гиперстеновыми (±диопсид, ±амфибол), гранат-гиперстен-биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами, диопсидовыми (±скаполит), диопсид-амфиболовыми плагиосланцами, известково-силикатными породами, кварцитами, основными кристаллическими сланцами, двупироксен-биотитовыми и гиперстен-биотитовыми гнейсами. Породы федоровской толщи распространены в центральной и восточной частях Нимнырского блока, где они, так же как и породы иджекской толщи, находятся в аллохтонном залегании и рассматриваются В.Л. Дуком (Дук, 1994) в качестве "Федоровского покрова", образование которого предшествовало формированию Иджекского аллохтона и Тимпонского надвига. В составе федоровской толщи преобладают амфиболовые, биотит-амфиболовые, диопсид-амфиболовые, двупироксен-амфиболовые и двупироксеновые плагиогнейсы, основные и ультраосновные кристаллические сланцы, диопсидо-

вые, флогопит-диопсидовые породы, мраморы и кальцифиры.

После накопления кюриканской, иджекской и федоровской толщ супракрустальные образования АГГО и восточной части ОГЗО неоднократно вовлекались в структурно-метаморфические преобразования в условиях гранулитовой или переходной от гранулитовой к амфиболитовой фации метаморфизма (Докембрийская геология..., 1988; Ранний докембрий..., 1986; Precambrian geology..., 1993). В северо-западной части Нимнырского блока наиболее поздние метаморфические события были проявлены в интервале 1962 ± ± 5–1907 ± 15 млн. лет (Котов и др., 1993), а в восточной части этого блока – в интервале 1993 ± ± 1–1916 ± 10 млн. лет (Бибикова и др., 1986; Котов и др., 1995).

Завершая краткую характеристику высокометаморфизованных супракрустальных образований центральной части Алданского щита, необходимо подчеркнуть, что в настоящее время мы можем судить об их возрасте только на основании косвенных признаков, а именно характере соотношений с разновозрастными структурными элементами и интрузивными магматическими комплексами. В результате проведенных за последние годы специальных структурных и геохронологических исследований достоверно установлено:

1. Возраст наиболее ранних структурно-метаморфических преобразований пород федоровской толщи в условиях гранулитовой фации метаморфизма составляет 1993 ± 1 млн. лет (Котов и др., 1995).

2. Супракрустальные образования курумканской и чугинской толщ северо-западной части Нимнырского блока вовлекались в процессы формирования глубинных пластических надвигов с возрастом не древнее ~2.4 млрд. лет (Сальникова и др., 1996).

3. На супракрустальные образования сеймской толщи наложены структурно-метаморфические преобразования гранулитовой фации, проявленные в связи с формированием Тимптонского глубинного надвига, нижняя возрастная граница которого оценивается в 1950 ± 19 млн. лет (Котов и др., 1995).

Как мы видим, полученные на сегодняшний день геохронологические данные позволяют сугубо приблизительно оценить только верхнюю возрастную границу формирования некоторых из рассматриваемых в статье супракрустальных комплексов Алданского щита. Во всех случаях эта граница определяется проявлением эндогенных процессов раннепротерозойского возраста.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Одним из возможных подходов к определению возрастного положения высокометаморфизованных супракрустальных комплексов является изучение изотопного состава Nd слагающих эти толщи кластических метаосадочных пород. Вследствие относительного постоянства отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ в кластических осадочных породах (~0.11 ± 0.02), значительного его отличия от Sm/Nd отношения мантийных источников (≥0.2), а также малой изменчивости в процессах выветривания, переноса, диагенеза и метаморфизма (DePaolo, 1988; Taylor, McLennan, 1985) изучение изотопного состава Nd кластических осадочных пород позволяет определить *средний*[1] модельный возраст источников их сноса (McCulloch, Wasserburg, 1978; Miller et al., 1986; O'Nions et al., 1983) и, следовательно, оценить нижнюю возрастную границу накопления супракрустальных толщ. Другим независимым источником подобной информации являются результаты Sm-Nd изотопных исследований ассоциирующих с метаосадочными породами метавулканитов известково-щелочной и щелочной серий[2], позволяющие в первом приближении определить время отделения родоначальных для них расплавов от мантийного источника (DePaolo, 1988).

Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах нами также были рассчитаны величины двустадийных модельных возрастов T_{Nd}(DM-2st) (Liew, Hofmann, 1988). При этом в качестве верхнего возрастного предела такого фракционирования принят возраст проявления последнего на территории АГГО гранулитового метаморфизма (~1960 млн. лет).

Для Sm-Nd изотопных исследований использовались образцы пород, для которых на основе геологических и петрохимических данных установлено их соответствие кластическим осадочным породам или вулканическим породам известково-щелочной серии. Реконструкция первичной природы изученных образцов пород высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита проведена с помощью классификационных диаграмм А.Н. Неелова (Неелов, 1980), А.А. Предовского (Предовский, 1980), Деннена и Море (Dennen, Moore, 1971) и дискриминантной функции Д.М. Шоу (Show, 1972). При этом были учтены результаты

[1] Необходимо подчеркнуть, что Nd модельные возрасты осадочных пород, образованных из источников различного возраста, дают средневзвешенное значение времени пребывания в коре Nd этих нескольких источников.

[2] Изучение вулканитов толеитовых серий не позволяет корректно определить их модельный возраст вследствие высоких (>0.15) отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$, близких к таковым в однородном хондритовом резервуаре (CHUR) или деплетированной мантии (DM).

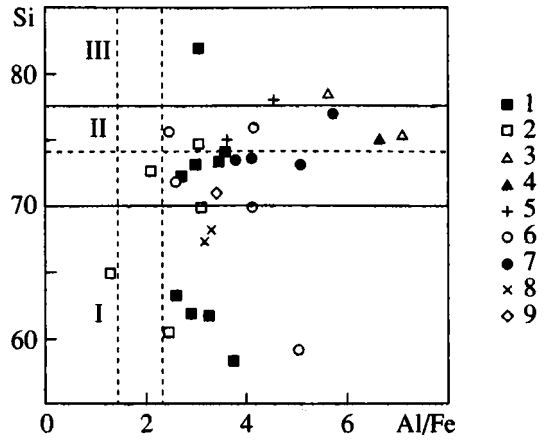


Рис. 2. Диаграмма Si–Al/Fe, ат. кол-ва (Dennen, Moore, 1971) для пород высокометаморфизованных супракрустальных толщ центральной части Алданского щита.

Супракрустальные толщи: 1 – курумканская; 2 – амедичинская; 3 – курультинская; 4 – зверевская; 5 – чугинская; 6 – сеймская; 7 – холболохская; 8 – кюриканская; 9 – иджекская.

Поля составов: I – пелиты; II – граувакки; III – субграувакки. Пунктирной линией показана граница поля перекрытия составов пелитов и граувакк.

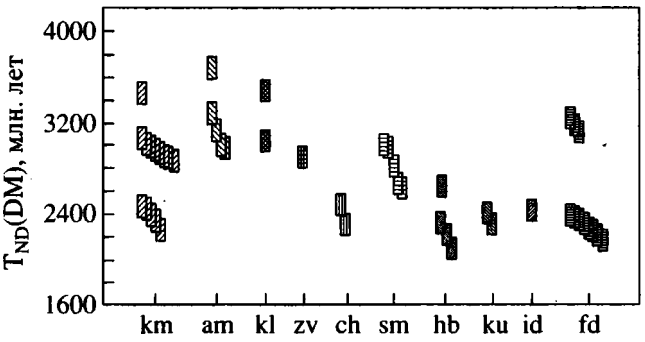


Рис. 3. Величины Nd модельных возрастов T_{Nd}(DM) для пород высокометаморфизованных супракрустальных толщ центральной части Алданского щита.

Супракрустальные толщи: km – курумканская; am – амедичинская; kl – курультинская; zv – зверевская; ch – чугинская; sm – сеймская; hb – холболохская; ku – кюриканская; id – иджекская; fd – федоровская.

литолого-петрохимических исследований, полученные ранее другими авторами (Великославинский и др., 1990; Кулиш, 1973; Неелов, Милькевич, 1979; Травин, 1977; Ранний докембрий..., 1986; Реутов, 1981 и др.).

Места отбора образцов для Sm-Nd изотопных исследований показаны на рис. 1. Сведения о минеральном составе и представительные химические анализы большей части этих образцов приведены в табл. 2 и 3, а их соответствие различным типам осадочных пород показано на рис. 2.

Необходимо отметить, что наиболее уверенно первично-осадочная природа определяется для высокоглиноземистых гнейсов и сланцев, обычно содержащих силлиманит и кордиерит (±гранат) и отвечающих по химическому составу существенно глинистым породам (пелитам в широком смысле). Гранат-биотитовые плагиогнейсы и гнейсы, включая гиперстенсодержащие, по химическому составу ближе всего соответствуют граувакам, хотя как и гиперстен-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы сопоставимы и с туффитами, а также средними и кислыми известково-щелочными магматическими породами. Основные кристаллические сланцы и гиперстенсодержащие гнейсы федоровской толщи соответствуют метавулканитам основного–кислого состава (Великославинский, 1990; Ранний докембрий..., 1986).

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Определения изотопных составов Sm и Nd выполнены в ИГГД РАН по методике, описанной ранее (Котов и др., 1995; Neymark et al., 1993). Уровень холостого опыта за время измерений составил 0.03–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd. Измеренные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ нормализованы к отношению $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$. Точность определения концентраций Sm и Nd составила ±0.5% (2σ), изотопных отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ – ±0.5%, $^{143}Nd/^{144}Nd$ – ±0.005%. Средневзвешенное значение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в Nd стандарте La Jolla по результатам 11 измерений отвечает 0.511894 ± 8 (2σ).

При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(0)$ и модельных возрастов T_{Nd}(DM) использованы современные значения CHUR по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2136$). При расчете двустадийных модельных возрастов T_{Nd}(DM – 2st) принята среднекоровая величина отношения $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12$ (Taylor, McLennan, 1985).

РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для Sm-Nd изотопных исследований супракрустальных образований *курумканской толщи* использованы образцы высокоглиноземистых гнейсов (метапелитов), отобранные из различных типов разрезов этой толщи (табл. 1), а также образцы гранат ± гиперстен-биотитовых плагиогнейсов (метаграувакк) из района ее стратотипа. Раннеархейский[3] Nd модельный возраст T_{Nd}(DM) = = 3.5 млрд. лет получен только для одного образца высокоглиноземистых гнейсов (табл. 4, рис. 3),

[3] В данной статье использована схема расчленения раннего докембрия по (Постановление по общей..., 1992).

Таблица 2. Минеральный состав и географическое положение изученных образцов пород высокометаморфизованных супракрустальных комплексов Алданского щита

№ п/п	№ обр.	Толща	Минеральный состав
1	Б-1906/10	Курумканская	Силлиманит-кордиеритовый гнейс
2	Б-1906/21	»	Гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовый гнейс
3	Др-0316/12	»	Кордиерит-гранат-биотитовый гнейс
4	Др-0261в	»	Гранат-кордиеритовый гнейс
5	Б-2893	»	Кордиеритовый гнейс
6	Н-1/1	»	Кордиерит-гранат-гиперстеновый гнейс
7	Н-4/2	»	Силлиманит-кордиерит-роговообманковый гнейс
8	К-188	»	Биотит-гранат-силлиманит-кордиерит-гиперстеновый гнейс
9	В-31б	»	Гранат-силлиманитовый гнейс
10	Б-1907/6	»	Гранат-биотитовый плагиогнейс
11	Б-1907/6а	»	Гранат-гиперстен-биотитовый плагиогнейс
12	Б-1907/17	»	Биотит-гиперстеновый плагиогнейс
13	Б-1907/18а	»	Биотит-гиперстеновый плагиогнейс
14	Б-1922/1	»	Гранат-гиперстен-биотитовый плагиогнейс
15	Б-1108/1	Амедичинская	Гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовый гнейс
16	Б-1815/11	»	Гранат-биотитовый плагиогнейс
17	Б-1817	»	Гранат-биотитовый плагиогнейс
18	Б-3298/2	»	Гранат-биотитовый плагиогнейс
19	В-762-1а	»	Гранат-биотит-кордиерит-силлиманитовый гнейс
20	Р-5029/6	Курультинская	Гранат-гиперстен-биотитовый плагиогнейс
21	Б-2635/3	»	Гранат-биотитовый плагиогнейс
22	З-33/3	Зверевская	Гранат-биотитовый гнейс
23	Б-3260/1	Чугинская	Биотитовый плагиогнейс
24	Б-3274	»	Гранат-биотитовый плагиогнейс
25	З-507/4	Сеймская	Гранат-гиперстен-биотитовый плагиогнейс
26	З-511/1	»	Гранат-биотитовый плагиогнейс
27	З-511/11	»	Гранат-гиперстеновый плагиогнейс
28	ЛБ-200/6	»	Гранат-биотитовый плагиогнейс
29	В-614-9а	»	Гранат-биотит-силлиманит-гиперстеновый гнейс
30	Д-1116/4	Холболохская	Биотит-гиперстеновый гнейс
31	Б-2845/11	»	Гранат-биотитовый плагиогнейс
32	З-305/1	»	Биотит-гиперстеновый гнейс
33	ПК-310/9	»	Биотитовый плагиогнейс
34	Б-1963	Кюриканская	Гранат-кордиерит-биотитовый гнейс
35	Ки-13	»	Гранат-биотит-силлиманитовый гнейс
36	Д-82/2	Иджекская	Гранат-биотитовый плагиогнейс
37	1822	Федоровская	Амфибол-клинопироксен-плагиоклазовый кристаллический сланец
38	1826	»	Амфибол-клинопироксен-плагиоклазовый кристаллический сланец
39	1862	»	Амфибол-диопсид-гиперстен-плагиоклазовый кристаллический сланец
40	1860а	»	Амфибол-диопсид-гиперстен-плагиоклазовый кристаллический сланец
41	1890	»	Биотит-амфибол-гиперстеновый плагиогнейс
42	1866	»	Биотит-гиперстеновый плагиогнейс
43	1908б	»	Биотит-гиперстеновый плагиогнейс
44	1907а	»	Биотит-амфибол-гиперстеновый гнейс
45	1880г	»	Биотит-амфибол-диопсид-гиперстеновый гнейс
46	Б-2880/1	»	Гиперстен-амфиболовый плагиогнейс
47	В-132	»	Амфибол-клинопироксен-плагиоклазовый кристаллический сланец

Примечание. Образцы из коллекций: Б – В.И. Березкина; В – В.С. Шкодзинского; Д – В.Л. Дука; Др – Г.М. Друговой; З – А.Н. Зедгенизова; К – А.Б. Котова; Ки – В.И. Кицула; ЛБ – Л.М. Богомоловой; Н – Н.Ю. Загорной; ПК – П.А. Копылова; Р – С.С. Рожина; без индекса и обр. В-132 – С.Д. Великославинского.

Таблица 3. Представительные химические анализы (вес. %) изученных образцов пород высокометаморфизованных супракрустальных комплексов Алданского щита

Толща	Курумканская									Амедичинская				
№ обр.	Б-1906/10	Б-1906/21	Б-2893	Б-316	Б-1907/6	Б-1907/6а	Б-1907/17	Б1907/18а	Б1922/1	Б-1108/1	В762-1а	Б-1815/11	Б-1817	Б-3298/2
№ п/п	1	2	5	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	53.40	57.27	54.31	58.47	75.06	63.27	62.58	62.02	66.70	56.21	62.62	58.04	64.06	66.46
TiO_2	1.05	1.10	1.01	1.14	0.57	0.88	0.71	0.73	0.78	0.82	1.30	0.72	1.12	0.77
Al_2O_3	25.40	22.03	21.67	20.61	10.49	15.06	14.50	14.62	15.39	21.91	17.21	14.53	13.69	14.32
Fe_2O_3	5.17	0.96	3.13	1.05	0.60	0.83	0.65	0.47	0.01	4.46	0.84	4.19	3.39	7.46
FeO	5.03	10.06	6.75	10.50	4.38	5.52	6.35	7.34	6.16	8.85	7.20	13.04	6.38	–
MnO	0.08	0.10	0.10	0.07	0.06	0.07	0.10	0.10	0.03	0.08	0.09	0.66	0.11	0.09
MgO	1.66	2.45	2.70	2.60	1.80	4.22	4.21	4.33	2.02	2.29	2.04	5.07	2.44	1.92
CaO	0.45	1.33	1.64	1.34	1.51	3.88	4.20	3.95	1.84	0.27	1.80	0.54	2.03	2.63
Na_2O	1.68	1.43	3.26	1.03	2.40	2.73	3.01	2.90	5.03	0.27	2.30	0.01	3.44	3.35
K_2O	5.31	2.16	4.06	2.54	1.85	1.79	2.19	2.09	1.76	1.99	2.28	1.86	2.19	2.39
P_2O_5	0.27	0.14	0.11	0.08	0.10	0.21	0.21	0.18	0.06	0.26	0.08	0.04	0.16	0.24
Ппп	1.06	1.17	1.39	0.59	0.40	0.99	1.06	1.00	0.28	3.21	1.92	2.03	1.17	0.14
Сумма	100.56	100.20	100.13	100.02	99.22	99.45	99.77	99.73	100.06	100.62	99.68	100.73	100.18	99.77

Толща	Курультинская		Зверевская	Чугинская		Сеймская					Холболохская			
№ обр.	Р-5029/6	Б-2635/3	З-33/3	Б-3260/1	Б-3274	З-507/4	З511/1	З511/11	ЛБ-200/6	В-614-9а	Д-1116/4	Б2845/11	З-305/1	ПК-310/9
№ п/п	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO_2	70.85	68.31	67.69	69.80	66.16	60.98	67.19	68.33	63.93	53.33	64.62	66.65	68.85	64.37
TiO_2	0.37	0.54	0.53	0.43	0.72	0.84	0.40	0.90	0.77	1.03	0.71	0.70	0.33	0.57
Al_2O_3	13.92	16.52	16.52	13.82	14.70	17.81	14.50	13.15	15.15	25.91	15.55	16.26	14.81	16.71
Fe_2O_3	0.44	0.65	0.92	1.70	6.35	1.29	1.38	–	2.26	0.53	0.44	1.68	4.08	5.20
FeO	3.12	2.72	2.70	2.75	–	5.00	3.72	7.69	6.42	6.87	5.48	4.12	–	–
MnO	0.04	0.02	0.04	0.04	0.06	0.06	0.11	0.11	0.04	0.01	0.06	0.11	0.06	0.05
MgO	2.53	1.16	1.53	1.53	2.86	2.26	1.88	2.67	3.80	5392	2.60	1.55	1.16	2.19
CaO	3.85	2.91	2.30	0.64	3.30	4.70	3.65	3.32	1.64	0.44	3.37	2.58	3.01	3.18
Na_2O	3.00	4.71	2.87	2.42	2.23	3.90	2.81	1.69	3.19	1.60	2.35	2.77	3.20	4.50
K_2O	1.15	2.04	4.06	3.38	2.49	1.51	3.04	0.45	2.53	3.15	0.21	3.61	3.32	1.75
P_2O_5	0.01	0.13	0.06	0.15	0.16	0.08	0.07	0.03	0.01	0.06	0.01	0.14	0.07	0.16
Ппп	0.41	0.74	0.72	0.84	0.84	0.48	1.23	1.71	0.58	1.09	–	0.20	0.60	0.81
Сумма	99.69	100.45	99.94	97.50	99.87	98.91	99.98	100.05	100.32	99.94	95.40	100.37	99.49	99.49

Толща	Кюриканская		Иджекская	Федоровская										
№ обр.	Б-1963	К-13	Д-82/2	1822	1826	1862	1860а	1890	1866	1908б	1907а	1880г	Б-2880/1	И-132
№ п/п	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
SiO_2	60.33	62.40	62.28	47.08	49.37	49.08	54.50	60.76	65.11	66.38	72.98	75.10	68.02	45.34

Таблица 3. Окончание

Толща	Кюриканская		Иджекская	Федоровская										
№ обр.	Б-1963	К-13	Д-82/2	1822	1826	1862	1860а	1890	1866	1908б	1907а	1880г	Б-2880/1	И-132
№ п/п	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
TiO_2	0.95	0.81	0.77	1.76	1.06	1.10	1.00	0.48	0.49	0.39	0.27	0.21	0.46	1.00
Al_2O_3	18.94	19.03	16.48	14.18	13.16	16.24	16.35	16.24	16.83	17.67	15.05	13.34	14.79	13.38
Fe_2O_3	0.01	1.85	2.86	9.23	7.27	6.34	5.64	3.56	4.15	2.06	1.60	2.00	1.02	4.01
FeO	8.48	6.51	4.38	7.38	7.17	5.30	3.99	4.67	2.57	2.42	1.42	0.80	4.02	7.62
MnO	0.04	0.06	0.12	0.26	0.31	0.21	0.12	0.15	0.15	0.06	0.07	0.05	0.09	0.19
MgO	3.39	3.16	3.38	5.16	6.77	6.02	4.33	2.97	1.77	1.70	0.71	0.91	1.40	10.76
CaO	2.28	0.95	4.07	9.68	8.94	8.41	7.29	5.98	4.46	4.24	2.25	3.04	4.17	11.68
Na_2O	2.95	1.92	4.06	3.42	3.34	3.98	3.20	3.20	4.06	4.06	3.54	3.22	3.43	2.34
K_2O	2.19	2.74	1.34	0.89	1.09	1.43	1.89	1.00	0.82	1.05	2.53	1.55	2.02	2.29
P_2O_5	0.06	0.10	0.01	0.10	0.05	0.34	0.47	0.13	0.17	0.15	0.05	–	–	0.48
Ппп	1.29	0.72	0.24	0.81	1.17	0.98	0.68	0.71	0.70	0.43	0.38	0.69	0.65	1.32
Сумма	100.88	100.25	99.99	99.95	99.70	99.43	99.46	99.85	101.28	100.61	100.85	100.91	100.07	100.41

Примечание. Порядковые номера соответствуют порядковым номерам в табл. 2, 4 и на рис. 1. Номера 3, 4, 6, 7, 8 отсутствуют, так как для них нет химических анализов.

пространственно ассоциирующих с древнейшими тоналит-трондьемитовыми гнейсами нестратифицируемого инфракрустального комплекса северо-западной части АГГО. Последние имеют возраст около 3.3 млрд. лет (Nutman et al., 1992) и характеризуются Nd модельными возрастами в интервале 3.5–3.9 млрд. лет (Сальникова и др., 1996). Скорее всего именно эти тоналит-трондьемитовые гнейсы и послужили источником протолитов высокоглиноземистых гнейсов указанного района.

В остальных случаях величины Nd модельных возрастов высокоглиноземистых гнейсов курумканской толщи изменяются в относительно узком интервале – $T_{Nd}(DM)$ = 2.9–3.1 млрд. лет ($T_{Nd}(DM - 2st)$ = 3.0–3.2 млрд. лет; табл. 4, рис. 3) и не обнаруживают какой-либо зависимости от географического положения и характера изученных разрезов (табл. 1). Это свидетельствует о том, что источниками сноса для большей части протолитов высокоглиноземистых гнейсов курумканской толщи послужили породы с позднеархейскими Nd модельными возрастами, а их накопление произошло не ранее ~2.9 млрд. лет.

Величины $T_{Nd}(DM)$ гранат ± гиперстен-биотитовых плагиогнейсов курумканской толщи составляют 2.3–2.4 млрд. лет ($T_{Nd}(DM - 2st)$ = = 2.3–2.5 млрд. лет) (табл. 4, рис. 3). Если в качестве протолитов этих гнейсов выступали граувакки, то приведенные значения Nd модельных возрастов отражают в среднем раннепротерозойский модельный возраст источников их сноса. В том случае, если протолитами рассматриваемых гнейсов являлись туффиты или магматические породы, то полученные значения модельных возрастов свидетельствуют о процессах формирования континентальной коры[4] с возрастом ≤2.3 млрд. лет. Таким образом, независимо от предполагаемой первичной природы гранат ± гиперстен-биотитовых плагиогнейсов курумканской толщи, образование их протолитов связано с раннепротерозойским этапом эволюции АГГО.

Nd модельные возрасты $T_{Nd}(DM)$ высокоглиноземистых гнейсов (метапелитов) и гранат-биотитовых плагиогнейсов (метаграувакк) *амедичинской толщи* близки между собой и составляют соответственно 3.0–3.1 млрд. лет и 3.0–3.3 млрд. лет ($T_{Nd}(DM - 2st)$ = 3.2 и 3.1–3.2 млрд. лет соответственно) (табл. 4, рис. 3). Исключение представляет только образец Б-1817 гранат-биотитового

[4] Необходимо подчеркнуть, что в изотопной геологии термин "этап формирования континентальной коры" (crust-forming event) подразумевает интервал времени, начиная с которого слагающие ее породы были изолированы от мантийного источника. Этот возраст в противоположность возрасту кристаллизации, термальной или орогенической переработки пород континентальной коры рассчитывается как модельный возраст и отвечает моменту времени, когда изотопный состав Nd пород континентальной коры был идентичен таковому в мантийном источнике" (Коваленко и др., 1996, с. 702).

Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для пород высокометаморфизованных супракрустальных комплексов Алданского щита

№ п/п	№ обр.	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\pm 2\sigma_{изм}$)	$\varepsilon_{Nd}(0)$	$T_{Nd}(DM)$, млн. лет	$T_{Nd}(DM\text{-}2st)$, млн. лет
1	Б-1906/10	8.04	46.18	0.1056	0.511030 ± 8	−31.4	2975	3130
2	Б-1906/21	8.31	49.06	0.1027	0.510944 ± 9	−33.0	3013	3207
3	Др-0316/12	3.25	17.04	0.1156	0.510912 ± 9	−33.7	3456	3525
4	Др-0261в	8.32	47.68	0.1058	0.511029 ± 16	−31.4	2980	3135
5	Б-2893	8.01	50.62	0.0960	0.510912 ± 9	−33.7	2885	3121
6	Н-1/1	9.33	57.53	0.0984	0.500978 ± 8	−32.4	2856	3063
7	Н-4/2	6.44	36.51	0.1070	0.511106 ± 8	−29.9	2904	3036
8	К-188	6.37	37.60	0.1027	0.511009 ± 10	−31.8	2925	3103
9	В-31б	4.53	22.66	0.1213	0.511286 ± 10	−26.4	3060	3044
10	Б-1907/6	7.33	41.53	0.1071	0.511429 ± 16	−23.6	2453	2520
11	Б-1907/6а	4.74	24.72	0.1162	0.511588 ± 10	−20.5	2435	2454
12	Б-1907/17	3.49	19.22	0.1097	0.511519 ± 6	−21.8	2383	2429
13	Б-1907/18а	3.65	19.83	0.1113	0.511580 ± 4	−20.6	2331	2365
14	Б-1922/1	6.79	32.58	0.1105	0.511618 ± 9	−19.9	2258	2288
15	Б-1108/1	8.69	50.98	0.1034	0.510979 ± 9	−32.4	2985	3166
16	Б-1815/11	3.91	21.77	0.1090	0.511072 ± 8	−30.5	3008	3131
17	Б-1817	3.58	14.51	0.1496	0.511588 ± 6	−20.5	3687	3144
18	Б-3298/2	6.38	31.27	0.1236	0.511193 ± 4	−28.2	3292	3241
19	В-762-1а	8.05	43.17	0.1131	0.511067 ± 6	−30.6	3139	3225
20	Р-5029/6	1.10	6.96	0.0960	0.510786 ± 7	−36.1	3043	3320
21	Б-2635/3	3.19	17.23	0.1124	0.510817 ± 6	−35.5	3488	3611
22	З-33/3	8.23	43.73	0.1141	0.511252 ± 10	−27.0	2950	3008
23	Б-3260/1	5.97	32.15	0.1126	0.511621 ± 5	−19.8	2298	2325
24	Б-3274	5.54	29.07	0.1156	0.511552 ± 4	−21.2	2474	2498
25	З-507/4	8.6	66.12	0.0787	0.510789 ± 5	−36.1	2654	2959
26	З-511/1	2.78	14.92	0.1130	0.511416 ± 5	−23.8	2616	2664
27	З-511/11	1.65	8.39	0.1191	0.511395 ± 7	−24.2	2814	2823
28	ЛБ-200/6	2.81	14.87	0.1145	0.511194 ± 5	−28.8	2990	3050
29	В-614-9а	9.08	53.52	0.1029	0.510956 ± 6	−32.8	3001	3191
30	Д-1116/4	4.69	25.26	0.1123	0.511675 ± 4	−18.8	2212	2233
31	Б-2845/11	5.93	30.75	0.1166	0.511464 ± 6	−22.9	2637	2662
32	З-305/1	1.79	11.78	0.0921	0.511301 ± 7	−26.1	2311	2415
33	ПК-310/9	3.75	26.09	0.0871	0.511409 ± 5	−24.0	2092	2138
34	Б-1963	7.36	41.55	0.1074	0.511539 ± 9	−21.4	2303	2349
35	Ки-13	6.54	35.39	0.1120	0.511545 ± 12	−21.3	2398	2435
36	Д-82/2	3.85	24.15	0.0967	0.511288 ± 9	−26.3	2418	2532
37	1822	4.03	15.4	0.1586	0.511996 ± 13	−12.5	3177	–
38	1826	3.62	15.21	0.1444	0.511669 ± 11	−18.9	3238	–
39	1862	8.86	57.62	0.0933	0.511269 ± 9	−26.7	2373	–
40	1860а	7.19	41.94	0.1040	0.511438 ± 5	−23.4	2371	–
41	1890	7.58	39.87	0.1153	0.511693 ± 7	−18.4	2252	2267
42	1866	6.22	34.00	0.1110	0.511544 ± 14	−21.3	2375	2415
43	1908б	1.42	9.18	0.0937	0.511365 ± 5	−24.8	2261	2345
44	1907а	2.37	17.06	0.0843	0.511313 ± 4	−25.8	2158	2234
45	1880г	1.92	12.07	0.0966	0.511367 ± 5	−24.8	2313	2402
46	Б-2880/1	3.38	17.22	0.1192	0.511776 ± 5	−16.8	2211	2213
47	В-132	4.05	15.37	0.1599	0.512045 ± 4	−11.6	3116	–

Примечание. Порядковые номера соответствуют порядковым номерам на рис. 1 и в табл. 2, 3. Образцы: 1–8, 10–14 – курумканская толща, Нимнырский блок; 9 – курумканская толща, Мелемкенский блок; 15–19 – амедичинская толща, Нимнырский блок; 20 – курультинская толща, Курультинский блок; 21 – курультинская толща, Оломокитский блок; 22 – зверевская толща, Зверевский блок; 23–24 – чугинская толща, Нимнырский блок; 25–28 – сеймская толща, Сеймский блок; 29 – сеймская толща, Сутамский блок; 30 – холболозская толща, Холболохский блок; 31 – холболозская толща, Суннагинский блок; 32 – холболозская толща, Гонамский блок; 33 – холболозская толща, Тыркандинский блок; 34–35 – кюриканская толща, Холболохский блок; 36 – иджекская толща, Иджекский аллохтон; 37–47 – федоровская толща, Нимнырский блок.

плагиогнейса с модельным возрастом $T_{Nd}(DM)$ = = 3.7 млрд. лет. В то же время в отличие от образца высокоглиноземистого гнейса курумканской толщи с раннеархейским модельным возрастом этот гнейс имеет более высокое отношение $^{147}Sm/^{144}Nd \approx 0.15$. Исходя из минералогических и петрохимических данных (табл. 2, 3), есть основания предполагать, что такое Sm/Nd отношение может быть обусловлено обогащением исследованного образца гранатом в процессе метаморфической дифференциации. Двустадийный модельный возраст $T_{Nd}(DM - 2st)$ этого образца гранат-биотитового плагиогнейса равен 3.1 млрд. лет и совпадает с модельными возрастами других образцов пород амедичинской толщи. Следовательно, накопление терригенных пород амедичинской толщи происходило при размыве пород, имеющих в среднем позднеархейские модельные возрасты.

Гиперстен-гранат-биотитовый плагиогнейс (метаграувакка) *курультинской толщи* Курультинского блока ОГЗО характеризуется значениями $T_{Nd}(DM)$ = 3.0 млрд. лет и $T_{Nd}(DM - 2st)$ = 3.3 млрд. лет (табл. 4), в то время как Nd модельный возраст образца гранат-биотитового плагиогнейса курультинской толщи Оломокитского блока ОГЗО равен 3.5 млрд. лет ($T_{Nd}(DM - 2st)$ = 3.6 млрд. лет), т.е. источником последнего являлись породы с более древними раннеархейскими модельными возрастами. Однако это не исключает формирования супракрустальных пород как Оломокитского, так как и Курультинского блоков в позднеархейское время. Интересно отметить, что раннеархейское значение модельного возраста, равное ~3.7 млрд. лет, получено и для образца тоналито-гнейса нестратифицированного инфракрустального комплекса ОГЗО, отобранного вблизи восточной границы Оломокитского блока (Neymark et al., 1993).

Величина $T_{Nd}(DM)$ образца гранат-биотитового гнейса (метаграувакки) *зверевской толщи* Зверевского блока составляет 2.9 млрд. лет, ($T_{Nd}(DM - 2st)$ = 3.0 млрд. лет) (табл. 4, рис. 3), что свидетельствует о позднеархейском модельном возрасте его источников.

Значения одно- и двустадийных модельных возрастов биотитового и гранат-биотитового плагиогнейсов (метаграувакк) *чугинской толщи* находятся в интервале 2.3–2.5 млрд. лет (табл. 4, рис. 3), что в совокупности с геологическими и геохронологическими данными свидетельствует о формировании этой толщи в течение раннепротерозойского этапа развития Алданского щита.

Гранат ± гиперстен ± биотитовые плагиогнейсы и гнейсы (метаграувакки) *сеймской толщи* Сеймского блока характеризуются широкими вариациями значений Nd модельных возрастов в интервале 2.6–3.0 млрд. лет (рис. 3). Величины $T_{Nd}(DM - 2st)$ близки к $T_{Nd}(DM)$ и составляют 2.7–3.0 млрд. лет (табл. 4). В этом же интервале находится и оценка модельного возраста образца гранат-биотит-силлиманит-гиперстенового гнейса (метапелита) сеймской толщи Сутамского блока: $T_{Nd}(DM)$ = 3.0 млрд. лет, $T_{Nd}(DM - 2st)$ = 3.2 млрд. лет. Таким образом, источниками сноса протолитов гнейсов сеймской толщи являлись породы, которые имели в среднем позднеархейские модельные возрасты.

Величины $T_{Nd}(DM)$ биотит-гиперстеновых и биотитовых плагиогнейсов и гнейсов (метаграувакк) *холболохской толщи* Холболохского, Гонамского и Тырканского блоков АГГО (рис. 1) изменяются в интервале 2.1–2.3 млрд. лет ($T_{Nd}(DM - 2st)$ = 2.1–2.4 млрд. лет) (табл. 4), а для гранат-биотитового плагиогнейса (метаграувакки) Суннагинского блока $T_{Nd}(DM)$ = 2.6 млрд. лет ($T_{Nd}(DM - 2st)$ = 2.7 млрд. лет) (рис. 3). Близкие оценки $T_{Nd}(DM)$ = 2.3–2.4 млрд. лет ($T_{Nd}(DM - 2st)$ = = 2.4 млрд. лет) получены и для гранат-кордиерит-биотитового и гранат-биотит-силлиманитового гнейсов (метапелитов) *кюриканской толщи*, а также гранат-биотитового плагиогнейса (метаграувакки) *иджекской толщи* ($T_{Nd}(DM)$ = 2.4 млрд. лет, $T_{Nd}(DM - 2st)$ = 2.5 млрд. лет) (табл. 4, рис. 3). Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что источниками супракрустальных пород холболохской, кюриканской и иджекской толщ являлись породы раннепротерозойского и, в меньшей степени, архейского возраста.

По значениям Nd модельных возрастов породы *федоровской толщи* распадаются на две группы. Роговообманко-клинопироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (метабазальты) первой группы характеризуются повышенными величинами отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.1444–0.1599) и позднеархейскими модельными возрастами $T_{Nd}(DM)$ = = 3.1–3.2 млрд. лет (табл. 4, рис. 3). По петро- и геохимическим особенностям эти метабазальты сопоставимы с базальтами континентального типа. Другая группа пород федоровской толщи представлена роговообманко-диопсид-гиперстен-плагиоклазовыми основными кристаллическими сланцами, биотит ± амфибол-гиперстеновыми плагиогнейсами и гнейсами, которые рассматриваются в качестве аналогов вулканитов дифференцированной субщелочной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии островодужного типа. Величины $T_{Nd}(DM)$ этой группы пород находятся в интервале 2.2–2.4 млрд. лет (табл. 4, рис. 3). Близким значением Nd модельного возраста $T_{Nd}(DM)$ = = $T_{Nd}(DM - 2st)$ = 2.2 млрд. лет обладает и образец Б-2880/1 (табл. 2–4) гиперстен-роговообманкового плагиогнейса федоровской толщи, который может рассматриваться как петрохимический аналог граувакк. Какие-либо геологические данные, позволяющие предполагать разновозрастность рассмотренных двух групп метавулканитов

федоровской толщи, отсутствуют. Полученные данные подтверждают сделанный ранее вывод (Ковач и др., 1996а) о раннепротерозойском (~2.2–2.0 млрд. лет) возрасте формирования слагающих федоровскую толщу пород. Образование метабазальтов континентального и островодужного типов вероятно связано с плавлением различных по изотопному составу источников.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате выполненных Sm-Nd изотопных исследований показано, что источниками большей части высокометаморфизованных супракрустальных образований центральной части Алданского щита послужили породы с позднеархейскими и раннепротерозойскими Nd модельными возрастами (рис. 4). Источники с раннеархейскими модельными возрастами достоверно установлены только для одного образца высокоглиноземистого гнейса курумканской толщи северо-западной части Нимнырского блока АГГО и образца гранат-биотитового плагиогнейса курультинской толщи Оломокитского блока ОГЗО (табл. 1), что не исключает их формирования в течение более поздних этапов геологического развития Алданского щита.

Полученные Sm-Nd изотопные данные не оставляют сомнений в том, что супракрустальные образования чугинской, холболохской, кюриканской, иджекской и федоровской толщ АГГО имеют раннепротерозойский возраст, хотя в процессах образования этих толщ, по-видимому, принимали участие и породы архейского возраста. К сожалению, на основании имеющихся на сегодняшний день изотопно-геохимических и геохронологических данных мы можем достаточно точно оценить возрастные границы формирования только федоровской толщи. Породы этой толщи прорваны синметаморфическими интрузиями субщелочных габбро, диоритов и кварцевых диоритов с возрастом 1993 ± 1 млн. лет (Котов и др., 1995), что определяет возраст наиболее ранних структурно-метаморфических преобразований этой толщи в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Судя по оценкам Nd модельных возрастов, нижняя возрастная граница формирования пород федоровской толщи составляет около 2.2 млрд. лет. Таким образом, есть все основания полагать, что накопление супракрустальных образований этой толщи могло произойти в интервале ~2.2–2.0 млрд. лет.

Более сложным является вопрос о возрасте курумканской, амедичинской, зверевской, курультинской и сеймской толщ АГГО и сопредельной территории ОГЗО. Некоторые вопросы интерпретации Sm-Nd изотопных данных, полученных для пород курумканской толщи, были рассмотрены в одной из предыдущих публикаций авторов (Ковач и др., 1996б). Предполагается, что метапелиты курумканской толщи западной части Нимнырского блока АГГО накапливались на континентальной коре раннеархейского возраста (T_{Nd}(DM) = 3.5–3.8 млрд. лет; Сальникова и др., 1996), тогда как в восточной части блока их накопление происходило в мелководной обстановке (Неелов, Милькевич, 1979), а их источником являлись породы раннеархейской континентальной коры и раннепротерозойские вулканиты федоровской толщи. Впоследствии произошло тектоническое совмещение метапелитов курумканской толщи и тоналитов–трондьемитов инфракрустального комплекса с вулканитами федоровской толщи, их совместные деформации и метаморфизм. Такая модель объясняет присутствие в "разрезе" курумканской толщи пород с раннеархейскими, позднеархейскими и раннепротерозойскими Nd модельными возрастами, а также отсутствие зависимости значений модельных возрастов высокоглиноземистых гнейсов от их географического положения. В этом случае формирование пород курумканской толщи ограничивается интервалом времени приблизительно 2.0–2.2 млрд. лет и относится к раннепротерозойскому этапу развития Алданского щита.

Однако с этой моделью плохо согласуется отсутствие типичных метаграувакк среди пород федоровской толщи. Новые Sm-Nd изотопные данные свидетельствуют о сходстве гранат ± гиперстен-биотитовых плагиогнейсов района стратотипа курумканской толщи с пространственно близкими биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами чугинской толщи (рис. 1)[5]. Это позволяет предполагать, что в северо-западной части Нимнырского блока существует тектоническое совмещение пород курумканской и чугинской толщ или же раннепротерозойские процессы формирования континентальной коры происходили также в зоне сочленения ОГЗО и АГГО. Вышесказанное не исключает участия источников раннепротерозойского возраста, подобных образованиям чугинской и федоровской толщ, в формировании метапелитов курумканской толщи. Также нельзя исключать того, что источником протолитов высокоглиноземистых гнейсов курумканской толщи могли являться породы ювенильной континентальной коры позднеархейского возраста (Ковач и др., 1996б). О проявлении такого этапа в истории геологического развития АГГО свидетельствуют данные для супракрустальных пород и гранитоидов Сеймского и Сутамского блоков.

В отличие от курумканской толщи Nd модельные возрасты как метапелитов, так и метаграу-

[5] В этой связи интересно отметить, что чугинская свита была впервые выделена Е.П. Миронюком (Миронюк, 1961) из состава верхнеалданской свиты иенгрской серии.

вакк амедичинской толщи указывают на их формирование за счет источников с позднеархейскими (≤3.0 млрд. лет) в среднем модельными возрастами. В то же время это не противоречит возможности накопления осадочных пород амедичинской толщи в раннем протерозое при размыве источников позднеархейского возраста или смешанных источников, главными компонентами которых являлись породы континентальной коры раннеархейского и раннепротерозойского возраста.

Большие вариации Nd модельных возрастов метаграувакк сеймской толщи (2.6–3.0 млрд. лет) допускают, по крайней мере, два варианта их интерпретации:

1. Накопление осадочных пород сеймской толщи произошло в результате размыва пород как архейского, так и раннепротерозойского возраста.

2. Источниками метаграувакк сеймской толщи послужили породы континентальной коры позднеархейского возраста.

Отсюда следует, что супракрустальные образования рассматриваемой толщи имеют позднеархейский (не более 2.6–2.7 млрд. лет) и/или раннепротерозойский (не моложе 1.95 млрд. лет) возраст. В этой связи следует отметить, что величины Nd модельных возрастов метаграувакк сеймской толщи сопоставимы с таковыми раннепротерозойских гранитоидов Сеймского блока, предшествующих формированию Тимптонского надвига (T_{Nd}(DM – 2st) = 2.8–3.0 млрд. лет (Котов и др., 1995), а также тоналитовых гнейсов нестратифицируемого инфракрустального комплекса (T_{Nd}(DM – 2st) = 3.0 млрд. лет) и раннепротерозойских гранитоидов (T_{Nd}(DM – 2st) = 3.0–3.6 и 2.8–2.9 млрд. лет) Сутамского блока (Шемякин и др., 1995). В целом это указывает на широкое проявление в пределах указанных блоков АГГО процессов образования позднеархейской континентальной коры, что является косвенным свидетельством в пользу предположения о позднеархейском возрасте сеймской толщи.

Для изученных образцов метаграувакк зверевской толщи и курультинской толщи Курультинского блока установлены источники с позднеархейскими Nd модельными возрастами, что свидетельствует об их накоплении в течение позднеархейского или более поздних этапов геологического развития Алданского щита. В то же время, как уже отмечалось, Е.В. Бибикова с соавторами (Бибикова и др., 1989) оценивают возраст наиболее раннего гранулитового метаморфизма основных кристаллических сланцев (метагаббро или метабазальтов) курультинской толщи в 3460 ± ± 16 млн. лет. По данным А.А. Немчина (личное сообщение) образец, из которого были отобраны цирконы для геохронологического датирования, имеет Nd модельный возраст около 3.4 млрд. лет и характеризуется аномально низким для основных кристаллических сланцев курультинской толщи отношением $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.1254 против 0.1905–0.2077 для семи других образцов, что может свидетельствовать о контаминации исходного расплава коровым материалом и, следовательно, о ксеногенной природе изученных цирконов. Таким образом, в настоящее время мы не можем дать однозначный ответ на вопрос о присутствии в составе курультинской толщи пород раннеархейского возраста.

Анализ характера распределения Nd модельных возрастов высокометаморфизованных супракрустальных и гранитоидных пород центральной части Алданского щита (табл. 1; Сальникова и др., 1996; Шемякин и др., 1995) позволяет выделить следующие этапы формирования континентальной коры этого региона: раннеархейский (~3.8–3.2 млрд. лет), позднеархейский (~3.1–2.8, возможно до 2.6 млрд. лет) и раннепротерозойский (~2.5–2.0 млрд. лет).

С раннеархейским периодом развития Алданского щита связано формирование континентальной коры северо-западной части Нимнырского (3.5–3.8 млрд. лет) и Сутамского (3.2–3.6 млрд. лет) блоков АГГО, восточной части ОГЗО (3.3–3.7 млрд. лет), и, возможно, Курультинского и Оломокитского блоков ОГЗО (3.4–3.5 млрд. лет). Признаки проявления корообразующих процессов позднеархейского возраста выявлены в восточной части ОГЗО (2.9–3.2 млрд. лет), Курультинского (3.0 млрд. лет), Зверевского (2.9 млрд. лет), Сеймского (2.6–3.0 млрд. лет), Сутамского (2.8–2.9 млрд. лет) и, возможно, Нимнырского (2.9–3.0 млрд. лет) и Мелемкенского (3.1 млрд. лет) блоков АГГО. Собственно корообразующие процессы раннепротерозойского возраста в настоящее время установлены только в пределах восточной части Нимнырского блока (2.0–2.4 млрд. лет) и Федоровского аллохтона (2.2–2.4 млрд. лет) АГГО. Кроме того, супракрустальные образования, связанные с переработкой пород континентальной коры раннепротерозойского возраста, широко распространены в Холболохском (2.2–2.4 млрд. лет), Суннагинском (2.6 млрд. лет), Гонамском (2.3 млрд. лет) и Тырканском (2.1 млрд. лет) блоках, Иджекском аллохтоне (2.4 млрд. лет) и западной части Нимнырского блока (2.3–2.5 млрд. лет) АГГО. При этом намечается зональность в распределении Nd модельных возрастов: восточная часть ОГЗО, включая Оломокитский и Курультинский блоки, Зверевский, Чугинский, Нимнырский, Мелемкенский, Сеймский и Сутамский блоки западной и центральной частей АГГО характеризуются ранне- и позднеархейскими модельными возрастами, тогда как для Холболохского, Суннагинского, Гонамского и Тырканского блоков восточной части АГГО характерны раннепротерозойские величины Nd мо-

дельных возрастов. Восточная часть ОГЗО и западная часть АГГО, а также Нимнырский и Мелемкенский блоки, с одной стороны, и Сеймский–Сутамский блоки АГГО с другой, разделены зонами распространения пород с раннепротерозойскими модельными возрастами (чугинская и федоровская толщи соответственно).

Таким образом, рост континентальной коры центральной части Алданского щита в раннем докембрии носил дискретный, эпизодический характер, выражающийся в проявлении корообразующих процессов в относительно узких возрастных интервалах в пределах обособленных структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные в статье Sm-Nd изотопные данные в совокупности с результатами предыдущих геохронологических исследований (Бибикова и др., 1986; Древнейшие породы..., 1989; Котов и др., 1993; Котов и др., 1995) свидетельствуют о том, что формирование изученных супракрустальных толщ АГГО и восточной части ОГЗО относится главным образом к позднеархейскому и/или раннепротерозойскому этапам геологического развития Алданского щита, как это ранее предполагали А.И. Тугаринов с соавторами (Тугаринов и др., 1967). Однако полученные результаты не исключают возможности существования в пределах отдельных блоков этого региона осадочных и вулканогенных пород раннеархейского возраста.

Полученные изотопные данные позволяют пересмотреть сложившееся к настоящему времени представление, согласно которому высокометаморфизованные ареальные супракрустальные толщи древнее, чем слабо- и умереннометаморфизованные супракрустальные породы зеленокаменных поясов, встречающиеся в виде фрагментов среди ареальных супра- и инфракрустальных комплексов, а также представление о том, что АГГО является областью раннеархейской стабилизации, где в процессы активизации позднего архея и раннего протерозоя были проявлены только в относительно узких зонах.

Авторы выражают искреннюю признательность Л.М. Богомоловой, Г.М. Друговой, В.Л. Дуку, А.Н. Зедгенизову, В.И. Кицулу, С.С. Рожину и В.С. Шкодзинскому за любезно предоставленные образцы пород для изотопных исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 95-05-15105, 96-05-64778).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бибикова Е.В., Другова Г.М., Дук В.Л. и др. Геохронология Алдано-Витимского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 135–159.

Бибикова Е.В., Морозова И.М., Грачева Т.В., Макаров В.А. Уран-свинцовый возраст гранулитов курультинского комплекса // Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МПГК № 280 "Древнейшие породы Земли". Л.: ИГГД РАН, 1989. С. 183–191.

Великославинский С.Д., Рудник В.А., Толмачева Е.В. Первично-вулканогенная природа эндербит-кристаллосланцевых ассоциаций Алдано-Станового щита и закономерности эволюции основного вулканизма // Петрохимическая эволюция магматических формаций. М.: Наука, 1990. С. 50–67.

Дзевановский Ю.К. Алданский щит // Геологическое строение СССР. Т. 1. М.: Недра, 1958. С. 123–127.

Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 455 с.

Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МПГК № 280 "Древнейшие породы Земли". Л.: ИГГД РАН, 1989. 260 с.

Дук В.Л. Последовательность формирования тектонических покровов в центральной части Алданской гранулито-гнейсовой области // Структурные исследования кристаллических образований (теория, практика, методика). Тез. докл. V Всероссийской школы "Структурный анализ кристаллических комплексов" (17–19 мая 1994 г.). СПб.: ИГГД РАН, 1994. С. 19–20.

Кицул В.И. Курумканская толща иенгрской серии // Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МПГК № 280 "Древнейшие породы Земли". Л.: ИГГД, 1989. С. 227–233.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 697–712.

Ковач В.П., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Sm-Nd изотопная систематика кислых метавулканитов федоровской толщи Алданского щита (район среднего течения р. Тимптон) // Докл. РАН. 1996а. Т. 347. С. 236–238.

Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Sm-Nd изотопная систематика курумканской толщи иенгрской серии Алданского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996б. Т. 4. № 3. С. 3–10.

Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). Л.: ОНТИ, 1936. 76 с.

Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового // Стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. 1. С. 349–366.

Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулито-гнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 1. № 1. С. 97–108.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Морозова И.М. и др. Раннепротерозойские гранитоиды северо-западной части Алданской гранулито-гнейсовой области: U-Pb и

Sm-Nd данные // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 2. С. 15–21.

Кулиш Е.А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск: ИГиГ, 1973. 369 с.

Неелов А.Н., Милькевич Р.И. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. Л.: Наука, 1979. 311 с.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

Миронюк Е.П. Некоторые новые данные по стратиграфии докембрия в области сочленения олекминской и иенгрской серий Алданского щита // Тез. докл. совещ. по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Л.: Наука, 1961. С. 13–15.

Миронюк Е.П., Люмибов В.К., Магнушевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 237 с.

Попов Н.В., Смелов А.П. Метаморфические формации Алданского щита // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 148–161.

Постановление по общей стратиграфической шкале докембрия СССР // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Спб.: ВСЕГЕИ, 1992. Вып. 26. С. 28–34.

Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.

Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 280 с.

Реутов Л.М. Докембрий центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.

Рудник В.А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л.: Недра, 1975. 318 с.

Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 344 с.

Салоп Л.И., Травин Л.В. Новые данные по стратиграфии и тектонике архейских образований центральной части Алданского щита // Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1974. Т. 199. С. 5–82.

Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Немчин А.А. Этапы формирования континентальной коры западной части Алданского щита: Sm-Nd систематика гранитоидов // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 115–130.

Травин Л.В. Петрохимические и формационные особенности архейских метаосадочных образований центральной части Алданского щита // Литология и полезн. ископаемые. 1977. № 3. С. 115–126.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Мельникова Г.Л. и др. О протерозойском возрасте пород Алданского комплекса // Геохимия. 1967. № 3. С. 284–289.

Фрумкин И.М. Стратиграфия: Архейская группа // Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. С. 5–30.

Черкасов Р.Ф. Алданский архей на стратотипической территории (долина р. Тимптон) // Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 19–49.

Шемякин В.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Этапы формирования континентальной коры Сутамского блока Алданской гранулито-гнейсовой области // Тез. докл. совещания "Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование". СПб.: ИГГД РАН, 1995. С. 27.

Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987. 309 с.

Dennen W.N., Moore D.R. Chemical definition of mature detrital sedimentary rocks // Nature Phys. Sci. 1971. V. 234. P. 127–128.

DePaolo D.J. Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. Springer-Verlag, New-York, 1988. 187 p.

Goldstein S.J., Jacobsen S.b. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. № 3. P. 249–265.

Jacobsen S.b., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and a chondrites. II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Liew T.C., Hofmann A.W. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98. P. 129–138.

McCulloch M.T., Wasserburg G.J. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation // Science. 1978. V. 200. P. 1003–1011.

Miller R.G., O'Nions R.K., Hamilton P.J., Welin E. Crustal residence ages of clastic sediments, orogeny and continental evolution // Chem. Geol. 1986. V. 57. P. 87–99.

Neymark L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A. et al. Late Archaean intrusive complexes in the Olekma granite-greenstone terrain (Eastern Siberia): geochemical and isotopic study // Precambrian Res. 1993. V. 62. № 4. P. 453–472.

Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precambrian Res. 1992. V. 54. P. 195–210.

O'Nions R.K., Hamilton P.J., Hooker P.J. A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 63. P. 229–240.

Precambrian Geology of the USSR // Rundqvist D.V., Mitrofanov F.P. (eds.). Amsterdam: Elsevier, 1993. 528 p.

Show D.M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario // Can. J. Earth Sci. 1972. V. 9. P. 18–35.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.

Рецензенты О.М. Розен, Д.З. Журавлев

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 1, с. 18–40

УДК 551.72:561.2(571.51)

МИРОЕДИХИНСКАЯ МИКРОБИОТА ВЕРХНЕГО РИФЕЯ СИБИРИ. СООБЩЕНИЕ 2. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ В ТЕРМИНАХ БИОТИЧЕСКОЙ ПАЛЕОСУКЦЕССИИ

© 1999 г. А. Ф. Вейс, П. Ю. Петров, Н. Г. Воробьева

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

Поступила в редакцию 11.12.96 г.

На примере позднерифейской мироедихинской микробиоты, входящей в число наиболее богатых и разнообразных в протерозое, проанализированы особенности изменения количественного и качественного состава ассоциаций органостенных микрофоссилий на десяти различных временных уровнях. Показано, что последовательность данных ассоциаций может быть интерпретирована как аналог фанерозойской ценогенной палеосукцессии, характеризующейся сменой пионерного, постпионерных и климаксного сообществ. Выявлен ряд специфических черт рифейских палеосукцессий, обнаружены существенные различия динамики насыщения микробиоты характерными морфотипами на трансгрессивном и регрессивном трендах, отмечено сходство последовательности форм на этих трендах с ценогенными палеосукцессиями миграционного и мутационного типов, а также подчеркнута связь преобразований рифейских микробиот с крупной цикличностью развития палеобассейнов. Предложена обобщенная модель "онтогенеза" мироедихинской микробиоты, важная для понимания механизма прогрессирующего усложнения докембрийского микромира.

Ключевые слова. **Микрофоссилии, протерозой, рифей, бассейны седиментации, палеосукцессии, экосистемы.**

Одной из насущных проблем палеонтологии докембрия является поиск фундаментальных особенностей развития протерозойской биосферы. Решение этой проблемы невозможно на основе традиционных актуалистических интерпретаций состава и обстановок формирования разобщенных во времени и пространстве микробиот и требует существенно иного подхода. Такой подход предполагает не только анализ дискретных микробиот, но и рассмотрение их представительных региональных последовательностей в тесной связи с детальным изучением динамики изменения состава палеосообществ, образующих каждую микробиоту (Вейс, Воробьева, 1992, 1993; Hofmann, Jackson, 1994; Zhang, Walter, 1994; Вейс, Петров, 1994; Burzin, 1996; Петров, Вейс, 1995; Вейс и др., 1998а).

В сообщении 1 настоящей работы (Вейс и др., 1998б) на примере уникальной по богатству и разнообразию верхнерифейской мироедихинской микробиоты было показано влияние среды на фациально-экологическое распределение таксономически различных ассоциаций и конкретных морфотипов в палеобассейне. Ниже (в сообщении 2) исследуются процессы, определявшие закономерный характер смены во времени таких ассоциаций и морфотипов. Мы стремились показать, что данные процессы в докембрии, как и на более поздних этапах геологической истории, хронологически были строго упорядочены, и эта упорядоченность отражала не только тесную зависимость организмов и образуемых ими сообществ от окружающей среды, но и определенную автономию микробиоты по отношению к внешним воздействиям.

МИКРОБИОТЫ И СРЕДА В ДОКЕМБРИИ: СТАТИЧЕСКИЙ И ДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ

Анализ взаимоотношений организмов и среды в докембрии начался с прямого приложения актуалистических моделей к интерпретации палеоусловий формирования микробиот. Особенно удачным этот путь оказался при изучении локальных местообитаний, принадлежавших мелководным зонам протерозойских карбонатных платформ и занятых специфичными микроорганизмами (Hofmann, 1976; Knoll, Golubic, 1979; Knoll, 1982, 1984 и ссылки в этих работах). Затем были получены обобщенные оценки латеральных изменений состава более разнообразных сообществ в различных зонах докембрийских бассейнов (Vidal, Knoll, 1983; Knoll et al., 1991; Vidal, Nystuen, 1990; Zhang, Walter, 1992; Hofmann, Jackson, 1994), но эти оценки по-прежнему во многом опирались на неонтологические данные и почти не использовали обильной информации об экологической приуроченности во многом близких палеозойских и мезозойских палиноморф (обзор и библиографию

см. Ричардсон, 1984; Волкова, 1997). Наконец, недавно на ряде примеров удалось выявить единую структуру пространственного распределения рифейской биоты во всей колонизированной ею среде в главных типах бассейнов того времени (Вейс, Петров, 1994; Петров, Вейс, 1995). Основу этой структуры составляли четыре таксономически различные фациально-экологические группировки микроорганизмов (глубоководная, среднеглубинная или "оптимальная", переходная и мелководная), которые закономерно сменяли друг друга по профилю бассейнов. Главным фактором, контролировавшим такую смену, была глубина бассейнов, а в опосредованной форме – уровень гидродинамической активности среды и приуроченность биот к определенным этапам осадочных мегациклов.

Существенно, что во всех названных построениях в центре внимания находился анализ влияния параметров среды на состав микробиот лишь на отдельных временных срезах (статический подход), а специфике упомянутого влияния в представительных хронологических интервалах (динамический подход) уделялось гораздо меньше внимания. Исследования, как правило, ограничивались констатацией общих палеоэкологических особенностей одной или нескольких модельных микробиот, приуроченных к различным подразделениям протерозоя, и широкой возрастной экстраполяцией этих особенностей (Schopf, 1983; Schopf, Klein, 1992; Knoll, Sergeev, 1995 и др.). Подобный редукционизм в отношении хронологической составляющей докембрийской палеоэкологии был вполне оправдан на относительно ранних этапах развития микрофитологии. Более того, именно он в конечном счете позволил интегрировать мозаику разновозрастных фациально-экологических группировок древних микроорганизмов в общую модель пространственного распределения докембрийской биоты.

Однако в дальнейшем, по мере накопления данных о влиянии палеообстановок на состав и распределение микробиот в разновозрастных протерозойских бассейнах, все острее стал ощущаться дефицит информации о воздействии направленных изменений среды не только на формирование экологической специфики отдельных палеосообществ, но и на эволюционные преобразования древнего микромира. Лишь в самое последнее время были получены данные о связи обратимых изменений рифейских микробиот с преемственными этапами развития бассейнов (трансгрессивными, регрессивными, стабильными), а необратимых изменений – с периодическими перестройками самих бассейнов, нарушавшими названную преемственность (Вейс и др., 1998а). Эти данные оттенили необходимость более пристальной оценки событий, отвечавших крупным региональным перестройкам бассейнов ("внешним" границам мегациклов), и сопряженным с ними во времени рубежам преобразования микробиот. Проведенные нами исследования показали, что именно такие региональные или более широкие палеогеографические перестройки и были теми основными факторами, которые обуславливали периодическую дестабилизацию экосистем в докембрийских бассейнах. Данная дестабилизация, сравнимая по своим масштабам с фанерозойскими биотическими кризисами, вызывала глубокие изменения латеральной структуры микробиот и в конечном счете приводила к обновлению состава высоко персистентных сообществ организмов протерозоя (Вейс и др., 1998а).

Особый интерес для восстановления механизма подобного обновления представляет анализ наиболее представительных микробиот на относительно стабильных (когерентных, см. Красилов, 1986) отрезках их существования в пределах мегациклов. Именно такой анализ позволяет оценить очередность появления определенных (в том числе новых) морфотипов и их ассоциаций не только в палеоэкологическом, но и в эволюционном контексте, а это, в свою очередь, открывает возможность построения целостной модели "онтогенеза" докембрийских экосистем в рамках полных мегациклов. Построение такой модели важно для понимания прогрессивного усложнения докембрийской биоты.

Подобный подход (или его элементы) уже длительное время применяется при изучении сообществ четвертичных (современных) и фанерозойских морских и, в особенности, наземных организмов. В ходе этого изучения было выявлено существование полихронных фаун и флор и наличие в их составе определенным образом сменяющихся во времени специфических по составу комплексов. Возрастные ряды последних известны как сукцессии и палеосукцессии. Становление и смена тех и других были связаны как с внутренними процессами в экосистемах, так и с периодическими кризисными состояниями этих экосистем, вызываемыми внешними факторами (Красилов, 1969, 1986, 1997; Каландадзе, Раутиан, 1993 и др.).

Сукцессии, наблюдаемые в рецентных (четвертичных) сообществах, изучены в настоящее время с большой детальностью (обзор и библиографию см. Экология..., 1986 и др.). Сукцессионный анализ при этом ведется обычно на популяционном (видовом) уровне, что заведомо неприложимо к палеосукцессионным реконструкциям, чаще оперирующим лишь достаточно случайными выборками таксонов. Столь же несопоставимы доступные возрастные разрешения сукцессионных и палеосукцессионных построений и, что особенно важно, природа процессов, определявших эти последовательности. В отличие от сукцессий, в основном определяемых развитием би-

отической компоненты экосистем, палеосукцессии отражают сложное сочетание многих разнородных процессов, связанных как с миграциями и эволюционным развитием (ценогенные палеосукцессии), так и с условиями захоронения (тафогенные палеосукцессии) ископаемых фаун и флор (Красилов, 1969). Несмотря на ясные различия сукцессий и палеосукцессий, в тех и других можно выделить ряд сменявшихся во времени однотипных стадий их развития (пионерных, постпионерных или промежуточных, климаксных и др.). В дальнейших построениях мы возьмем за основу представления о ценогенных палеосукцессиях, наиболее полно изложенные в работах В.А. Красилова (1969, 1986, 1972, библиография в этих публикациях), а тафономические аспекты изучения докембрийских биот пока вынесем за рамки обсуждения.

Особое значение при анализе ценогенных палеосукцессий придается их начальной, относительно кратковременной стадии (пионерной, ароморфной, макромутационной). Эта стадия предварялась моментами существенного вымирания многих филогенетических ветвей, резким уменьшением количества и численного состава популяций (некогерентным состоянием экосистем) и характеризовалась обособлением таксонов высокого ранга, появление которых определяло направления дальнейшей специализации на весьма продолжительный срок. На следующих более длительных постпионерных, а в конечном счете и климаксной стадиях, фауны и флоры характеризовались все более устойчивым развитием, в ходе которого их разнообразие прогрессивно нарастало до тех пор, пока не исчерпывались возможности фрагментации экологических ниш, а затем и несколько снижалось под давлением усиливавшегося стабилизирующего отбора. В зависимости от темпов наступления неблагоприятных внешних условий и/или усиления внутренних деструктивных процессов, грозящих элиминацией всей экосистемы, конечные (климаксные) стадии палеосукцессий могли сохраняться или выпадать, и это накладывало свой отпечаток на характер переходных интервалов, разделявших соседние палеосукцессии (Сукачев, 1928, 1964; Красилов, 1969, 1986; Каландадзе, Раутиан, 1993; Жерихин, 1997).

При выпадении климаксных стадий и возврату к какому-либо из постпионерных состояний в палеосообществах наблюдался резкий (взрывной) рост изменчивости, связанный со скачкообразным ослаблением действия стабилизирующего отбора, сопровождавшийся, в частности, появлением необычных или даже уродливых новаций (монстриозных образований). Главными факторами, ответственными за преобразования ценогенных палеосукцессий, по мнению большинства исследователей, являлись отнюдь не внешние (экзогенные), а внутренние (эндогенные, Сукачев, 1958; или автогенные, Красилов, 1969) процессы развития ископаемых биот. Однако доказанные следы воздействия таких процессов если и присутствуют в палеонтологической летописи, то очень редки, а наблюдаемые изменения фаун и флор чаще всего интерпретируются как миграционные палеосукцессии.

Примеры палеосукцессионного подхода к анализу дочетвертичного ископаемого материала пока еще крайне малочисленны (Красилов, 1969, 1986, 1997; Мейен, 1988, 1990; Современная палеонтология..., 1989; Жерихин, 1997) и связаны главным образом с изучением наземных растительных сообществ. Возможность приложения таких построений к морским организмам фанерозоя считается проблематичной, а применительно к докембрийским объектам ранее не обсуждалась. Более того, детальные палеоэкологические исследования в докембрии чаще предполагали обратную палеосукцессионному анализу процедуру – условную синхронизацию в той или иной степени разновозрастных сообществ (Knoll et al., 1991; Петров, Вейс, 1995). Такой прием позволял снизить или даже свести на нет негативный эффект неизбежной неполноты данных о фациальной зависимости микробиот на различных временных срезах и получить более полную картину их пространственного распределения.

Сравнительный анализ латерально сопряженных или коррелируемых таксономически различных фациально-экологических группировок докембрийских микроорганизмов (статический подход) позволяет оценить их различия, однако прямо ничего не говорит о последовательности приобретения этих различий. Лишь изучение всей хронологической архитектуры разновозрастных микробиот (динамический подход) дает возможность выяснить характер поведения данной архитектуры во времени и понять возможное эволюционное значение главных стадий развития микробиот, в том числе и тех, вещественные выражения которых не всегда сохраняются в палеонтологической летописи и могут быть восстановлены лишь по косвенным данным. В реконструированной латеральной структуре микробиот такие стадии могут проявляться лишь как качественные и/или количественные флуктуации состава отдельных ассоциаций, но в хронологической архитектуре они выступают как логичный итог воздействия конкретных эволюционных факторов.

Одним из лучших объектов для исследования динамических аспектов докембрийской палеоэкологии является верхнерифейская мироедихинская микробиота Туруханского поднятия Сибири, представленная органостенными формами (Герман, 1990; Вейс и др., 1998б). Положительные качества данной микробиоты определяются удач-

ным сочетанием трех ее особенностей. Во-первых, высокой насыщенностью мироедихинских отложений органостенными микрофоссилиями (десять разновозрастных уровней нахождения микроостатков в сравнительно маломощной – около 210 м толще). Во-вторых, очень хорошей сохранностью и высоким таксономическим разнообразием микрофоссилий – здесь встречено более 50 их родов и 70 видов. В-третьих, наличием относительно детальной модели развития мироедихинского бассейна (Петров, Семихатов, 1997). Задачами настоящей работы являются: 1) рассмотрение последовательности мироедихинских микрофоссилий, как возможного аналога палеосукцессий фанерозойского типа и поиск специфических особенностей докембрийских палеосукцессий; 2) выделение в последних стадий изменения разнообразия, подобных выделяемым в фанерозойских палеосукцессиях; 3) выявление природы процессов, которые контролировали изменение состава мироедихинской микробиоты во времени, и определение типа образованной ею палеосукцессии; 4) представление общей модели "онтогенеза" этой микробиоты.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИРОЕДИХИНСКОГО БАССЕЙНА И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ИЗУЧЕННОЙ МИКРОБИОТЫ ВО ВРЕМЕНИ

В последние годы мироедихинская свита стала объектом детальных литостратиграфических, седиментологических и микрофитологических исследований (Петров, Семихатов, 1997; Вейс, Воробьева, 1998; Вейс и др., 1998б). Поэтому ниже мы ограничимся лишь кратким изложением данных о строении и седиментологии свиты, важных в контексте данной статьи.

Мироедихинская свита залегает в верхней части рифейского разреза Туруханского поднятия и представляет собой сравнительно маломощную (160–210 м) толщу пестроокрашенных глинистых, глинисто-карбонатных и карбонатных, частично строматолитовых пород (рис. 1). Она обнажается в западной части района, где участвует в строении асимметричной мироедихинской синклинали. На основании немногочисленных изотопно-геохронологических и хемостратиграфических данных свиту относят к средней части верхнего рифея (см. Петров, Семихатов, 1997), хотя биостратиграфические построения позволяют говорить об ее принадлежности к верхней части данной эратемы.

Мироедихинская свита связана постепенными переходами с подстилающими обломочными сероцветными доломитами шорихинской свиты и с перекрывающими существенно красноцветными строматолитовыми доломитами туруханской свиты и разделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (37–47 м) сложена глинистыми и редкими строматолитовыми доломитами, заключающими отдельные слои аргиллитов, а верхняя (120–170 м) представлена чередованием более крупных карбонатных и аргиллитовых пачек. Последовательность этих отложений вместе с доломитами туруханской свиты представляет собой сложно построенный трансгрессивный осадочный комплекс (Петров, Семихатов, 1997). Время его формирования ознаменовалось последовательным вытеснением пестрых и изменчивых мелководных обстановок внутреннего шельфа более стабильными и однородными на площади обстановками дистального шельфа, что сопровождалось вначале постепенным нарастанием, а затем и истощением потоков тонкой (почти исключительно глинистой) силикокластики.

Богатые и разнообразные ассоциации мироедихинских микрофоссилий встречены на десяти дискретных стратиграфических уровнях, первые четыре из которых приурочены к нижней подсвите, а шесть последующих – к нижним двум пачкам верхней подсвиты. Вышележащие отложения свиты содержат лишь редкие микрофоссилии неудовлетворительной сохранности, которые исключены из дальнейшего рассмотрения. Интервал разреза, заключающий упомянутые уровни, соответствует трансгрессивному и регрессивному трендам развития бассейна, разделенным кратковременным периодом падения уровня моря и последующей стадией существования стабильных глубоководных палеобстановок, возникших в результате быстрого затопления шельфа (рис. 1).

Трансгрессивному тренду отвечает почти вся нижняя подсвита (32–40 м), кроме двух верхних ее небольших (до 5–7 м) пакетов. Этот тренд представлен последовательностью углубления, которая отражает постепенное затопление крайне мелководной карбонатной платформы позднешорихинского времени и смену обстановок литорали и верхней сублиторали обстановками открытого шельфа. Кратковременный период быстрого падения уровня моря в самом конце времени формирования нижней подсвиты привел к осушению внутренней части шельфа и был отмечен появлением двух упомянутых маломощных пакетов, представленных строматолитовыми, а местами и брекчированными доломитами.

Стабильной стадии регрессивного тренда развития мироедихинского бассейна, которой предшествовала быстрая трансгрессия и широкое затопление шельфа, соответствует нижняя аргиллитовая пачка верхней подсвиты (40–45 м), а собственно регрессивной последовательности – вышележащая преимущественно карбонатная пачка этой подсвиты (10–11 м). Названные отложения отражают переход от унифицированных

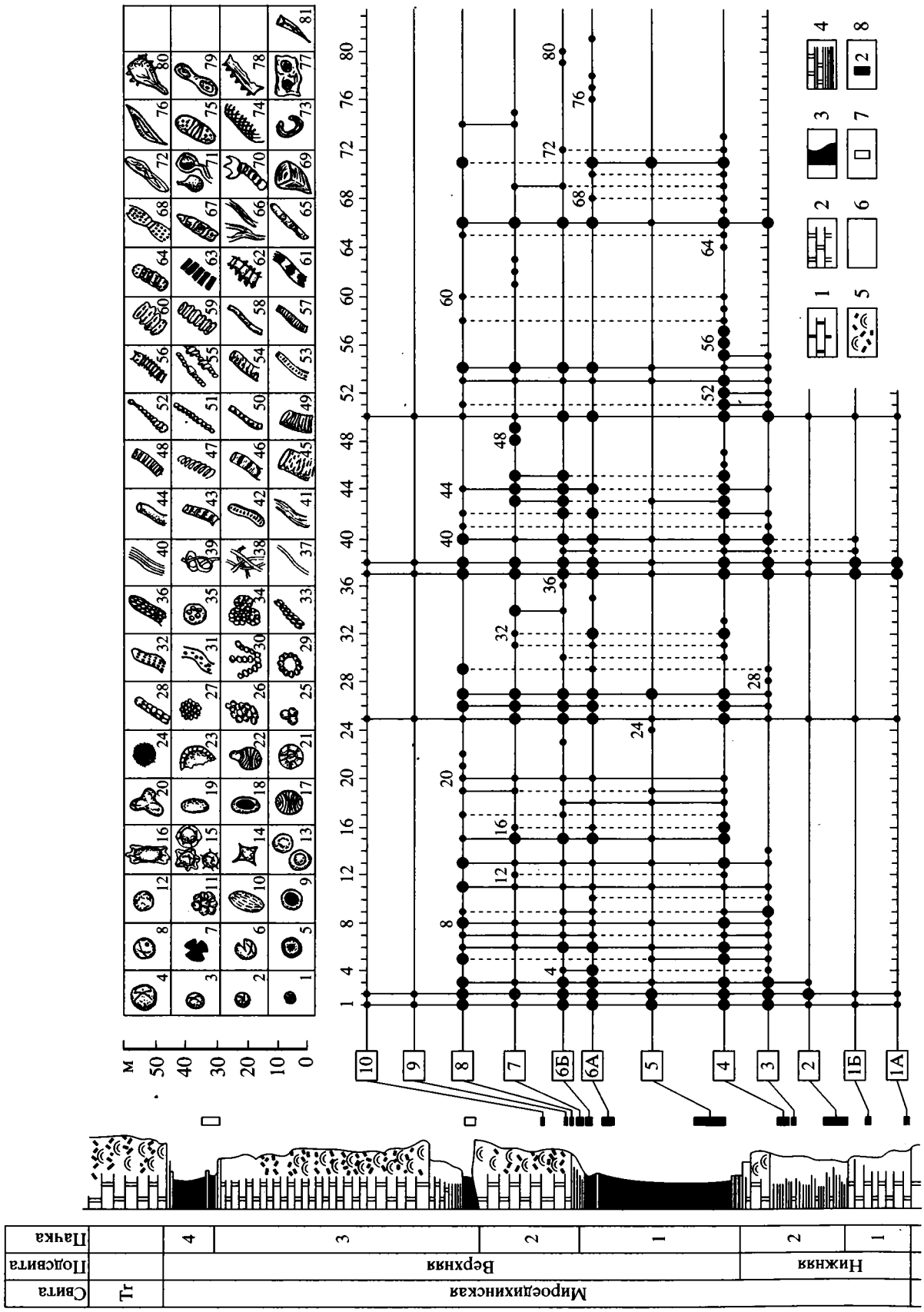
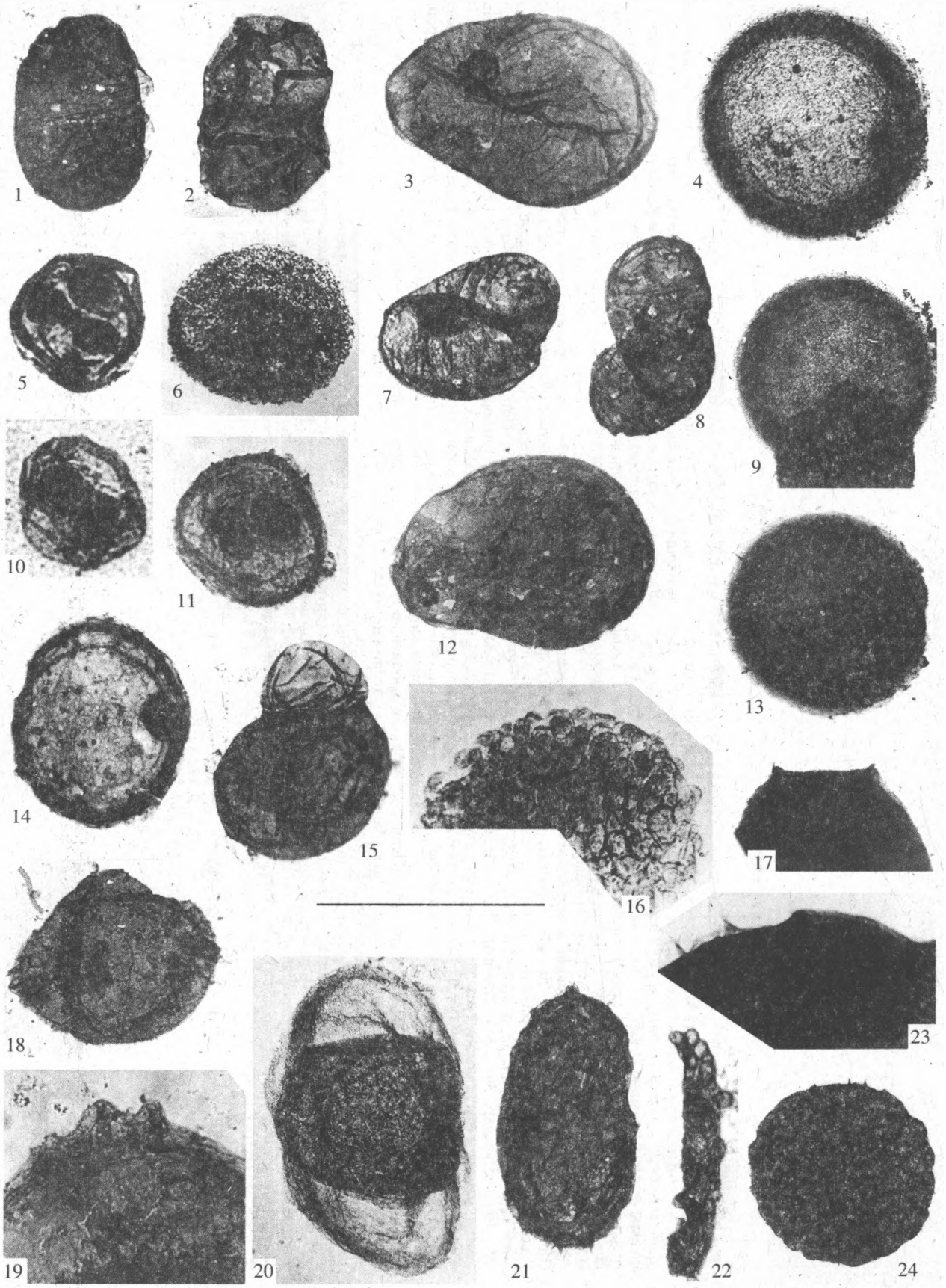

Миоценовая
Нижняя
Верхняя
Свита
Подсвита
Пачка
Тц
м
50
40
30
20
10
0
10
9
8
7
6Б
6А
5
4
3
2
1Б
1А
1
2
3
4
5
6
7
8

Рис. 1. Схема стратиграфического распределения органостенных микрофоссилий в мироедихинской свите позднего рифея Туруханского поднятия.

1–6 – доминирующие типы пород: 1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – аргиллиты, 4 – переслаивание аргиллитов и глинистых карбонатов, 5 – обломочные известняки и строматолиты, 6 – пелитоморфные и тонкозернистые отложения; 7 – детально опробованные интервалы разреза, лишенные микрофоссилий; 8 – микрофитологические уровни. Черные кружки на схеме – локализация и обобщенная количественная характеристика находок микрофоссилий: маленькие кружки – редкие формы; большие кружки – многочисленные формы. 1–81 (цифры у изображенных морфотипов) – встреченные микрофоссилии: 1 – мелкие и среднеразмерные Leiosphaeridia (включая Leiominuscula), 2 – крупные Leiosphaeridia, 3 – мелкие и среднеразмерные Chuaria, 4 – крупные Chuaria, 5 – Ch. globosa Ogurtz. et Serg., 6 – Leiosphaeridia bicrura Jank., 7 – L. ternata (Tim.), 8 – Nucellosphaeidium spp., 9 – Pterospermopsimorpha spp., 10 – Cucumiforma vanavaria Mikh. emend. Mikh., 11— ценобиальные агрегаты мелких Leiosphaeridia, 12 – Cerebrosphaera sp., 13 – Simia nerjenica A. Weiss и Simia-подобные оболочки, 14 – Octaedrixium sp., 15 – Trachyhystrichosphaera spp. (окаймленные и неокаймленные оболочки), 16 – Prolatoforma aculeata Mikh., 17 – Valeria lophostriata Jank., 18 – Konderia elliptica A. Weiss, 19 – Navifusa-подобные оболочки, 20 – монстриозные акритархи, 21 – Satka sp., 22 – оболочки ex gr. Valeria с гипертрофированной лофостриатностью, 23 – Cymatiosphaeroides sp., 24 – Spumosina sp., 25 – Myxococcoides spp., 26 – Ostiana microcystis Herm., 27 – Sphaerophycus sp., 28 – Sphaerocongregus variabilis Moor., 29 – Coneosphaera arctica Hofm., 30 – Palaeopleurocapsa sp., 31 – Entosphaeroides sp., 32 – Polysphaeroides filiformis Herm., 33 – P. contextus Herm., 34 – Coniunctiophycus spp., 35 – Eogloeocapsa sp., 36 – Chlorogloeopsis sp., 37 – Archaeotrichion contortum Schopf; Eomycetopsis robusta Schopf emend. Knoll, Golubic; Leiotrichoides typicus Herm. emend. Herm. и / или L. gracilis Pjat., 38 – дерновины чехлов этих же видов, 39 – Glomovertella eniseica (Herm.), 40 – Polytrichoides lineatus Herm. emend. Herm., 41 – Eomicrocoleus crassus Horod. et Donald., 42 – Archaeoellipsoides spp., 43 – Siphonophycus spp., 44 – Asperatofilum experatus (Herm.) и/или Taenitrichoides jaryschevicus Ass., 45 – Plicatidium latum Jank., 46 – Rectia costata (Jank.), 47 – Obruchevella sp., 48 – узкие и среднеразмерные ?кутикулярные образования с поперечной текстурой, 49 – широкие ?кутикулярные образования с поперечной текстурой, 50 – Oscillatoriopsis spp., 51 – Filiconstrictosus spp., 52 – Cephalophytarion spp., 53 – узкие и среднеразмерные Palaeolyngbya, 54 – P. sphaerocephala Herm. et Pyl., 55 – гетероцитные трихомы, 56 – Arthrosiphon spp., 57 – Botuobia spp., 58 – Cyanonema spp., 59 – Calyptothrix perfecta A. Weiss, 60 – возможные остатки бангиофит, 61 – Circumvaginalis elongatus Serg., 62 – Rugosoopsis tenuis Tim. et Herm., 63 – крупные трихомоподобные образования, 64 – Arctacellularia spp., 65 – Trachytrichoides ovalis Herm., 66 – разноразмерные талломы со слабо выраженной продольной текстурой ex gr. Pseudodendron и плотные переплетения этих же талломов, 67 – Cephalonyx sibiricus A. Weiss, 68 – Eosolena anisocyta Herm., 69 – пленчатые округло-треугольные образования, 70 – сублинейные агрегаты клеток с бутоновидной терминальной структурой, 71 – Germinosphaera spp. и / или Caudosphaera expansa Herm. et Tim., 72 – Fabiformis porosus Pjat., 73 – "С-образно" изогнутые остатки с продольно-волокнистой структурой, 74 – Elatera binata Herm., 75 – крупная вытянутая оболочка с возможным многокамерным строением, 76 – гигантская форма ex gr. Pellicularia, 77 – возможные талломы Metaphyta, 78 – пластинчатые зазубренные фрагменты организмов неизвестной морфологии, 79 – Pseudotawuia sp., 80 – булавовидные образования, расширенная часть которых несет широкие конические выросты, 81 – узкие заостренно-треугольные образования, сходные с Ceratophyton.

Таблица I



по всей площади района однородных глубоководных обстановок дистального шельфа с чисто глинистой седиментацией к дифференцированным обстановкам сублиторали, в которых отлагались существенно карбонатные осадки.

Ранее мы показали (Вейс и др., 1998б), что каждый из десяти микрофитологически охарактеризованных уровней мироедихинской свиты обладает специфическим набором (ассоциацией) таксонов, и эта специфика находит свое объяснение в свете представлений о фациально-экологической структуре докембрийских биот (Вейс, Петров, 1994; Петров, Вейс, 1995). Разнообразие ассоциаций было минимальным в наиболее мелководных обстановках верхней сублиторали (первый, второй, девятый и десятый уровни), ощутимо увеличивалось с ростом глубины бассейна в пределах нижней сублиторали (третий, седьмой и восьмой уровни), достигало максимума на проксимальном шельфе (четвертый и шестой уровни) и резко, но избирательно сокращалось в глубоководных обстановках дистального шельфа (пятый уровень). Названные особенности латерального распределения мироедихинской микробиоты связаны с существованием в ее составе форм различного радиуса распространения, условно выделяемых как эври-, мезо- и стенобионты (Вейс и др., 1998б). Первые были встречены во всех четырех главных палеообстановках мироедихинского шельфа, вторые в двух или трех палеообстановках, а третьи – только в какой-либо одной. При этом эврибионты представлены морфологически простыми фитопланктонными микроостатками и палеоэкологически различными цианобактериями, мезобионты – планктонными и бентосными про- и эукариотными формами, а стенобионты – в основном наиболее высокоорганизованными и сложно построенными бентосными, реже планктонными эукариотами. Наиболее характерные представители мироедихинских морфо- и экотипов приведены на таблицах I–III и в работе А.Ф. Вейса и др. (1998б). Более детальный анализ показывает, что различные морфологические группы микрофоссилий вели себя по-разному на трансгрессивном и регрессивном трендах развития бассейна, не только в фациально-экологическом, но и в хронологическом (т.е. собственно палеосукцессионном) контексте. В обобщенном виде эти различия выглядели следующим образом (см. рис. 1).

На трансгрессивном тренде (первый–четвертый уровни) и в относительно глубоководной среде, доминировавшей при переходе к регрессивному тренду (пятый уровень), самой консервативной группой были колониальные коккоидные формы. Их разнообразие и в меньшей степени размеры лишь незначительно возрастали от первого уровня к четвертому и уменьшались на пятом. Выборка этих форм, на первом уровне включавшая только небольшие бесформенные Myxococcoides, позднее обогатилась цепочечными Sphaerocongregus, шаровидными агрегатами плотно упакованных Sphaerophycus и полых Coneosphaera, слоевищами

Таблица I. Микрофоссилии мироедихинской свиты позднего рифея Туруханского поднятия.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

Уровни нахождения мироедихинских микрофоссилий:

5, 6, 10 – третий уровень; вторая пачка нижней подсвиты (р. Енисей); 1, 3, 7, 8, 12, 14, 18, 19, 21, 22 – четвертый уровень; там же; 9, 17, 20 – шестой уровень, нижний подуровень; первая пачка верхней подсвиты (р. Мироедиха); 16 – шестой уровень, верхний подуровень; первая пачка верхней подсвиты (р. Енисей); 4, 11, 13, 15, 23, 24 – седьмой уровень; вторая пачка верхней подсвиты (р. Мироедиха); 2 – восьмой уровень; вторая пачка верхней подсвиты (р. Енисей).

Размер масштабной линейки: фиг. 1–4, 8, 12, 13, 20, 24 – 300 мкм; фиг. 5 – 40 мкм; фиг. 6, 15 – 230 мкм; фиг. 7, 9 – 400 мкм; фиг. 10 – 55 мкм; фиг. 11 – 70 мкм; фиг. 14 – 180 мкм; фиг. 16 – 110 мкм; фиг. 17 – 800 мкм; фиг. 18, 21 – 250 мкм; фиг. 19 – 700 мкм; фиг. 22 – 130 мкм; фиг. 23 – 900 мкм.

1–3, 7, 8, 12, 15 – оболочки неправильных очертаний (монстриозные акритархи); 1, 3, 7, 8, 12 – ex gr. Nucellosphaeridium; 1 – экз. № 2678–4410; 3 – экз. № 2678–4406; 7 – экз. № 2678–4497; 8 – экз. № 2678–4440; 12 – экз. № 2678–4422; 2, 15 – ex gr. Leiosphaeridia; 2 – экз. № 907–170; 15 – экз. № 4084–100.

4, 9, 13 – Chuaria globosa Ogurtz. et Serg., среднеразмерные оболочки с утолщенным губчатым периферическим слоем; 4 – экз. № 2578–6844; 9 – экз. № 2578–6496; 13 – экз. № 2578–6480.

5, 10, 11 – мелкие сфероморфные оболочки (?колониальные чехлы) с несколькими внутренними телами небольшого размера, являющимися, вероятно, остатками коллапсировавших дочерних клеток; 5 – экз. № 907–410; 10 – экз. № 907–4120; 11 – экз. № 2578–6880.

6 – Cerebrosphaera sp., акритархи с тонкими мозговидно изогнутыми складками на поверхности; экз. № 907–412.

14, 17, 23, 24 – Trachyhystrichosphaera sp., различные по строению оболочки с выростами; 14 – короткие цилиндрические выросты погружены в тонкую пленчатую оторочку; экз. № 2678–4413; 17 – неокаймленные формы с редкими ширококоническими выростами; экз. № 2578–6430; 23, 24 – неокаймленные формы с редкими узкоконическими выростами, 24 – увеличенный фрагмент; экз. № 2578–6899.

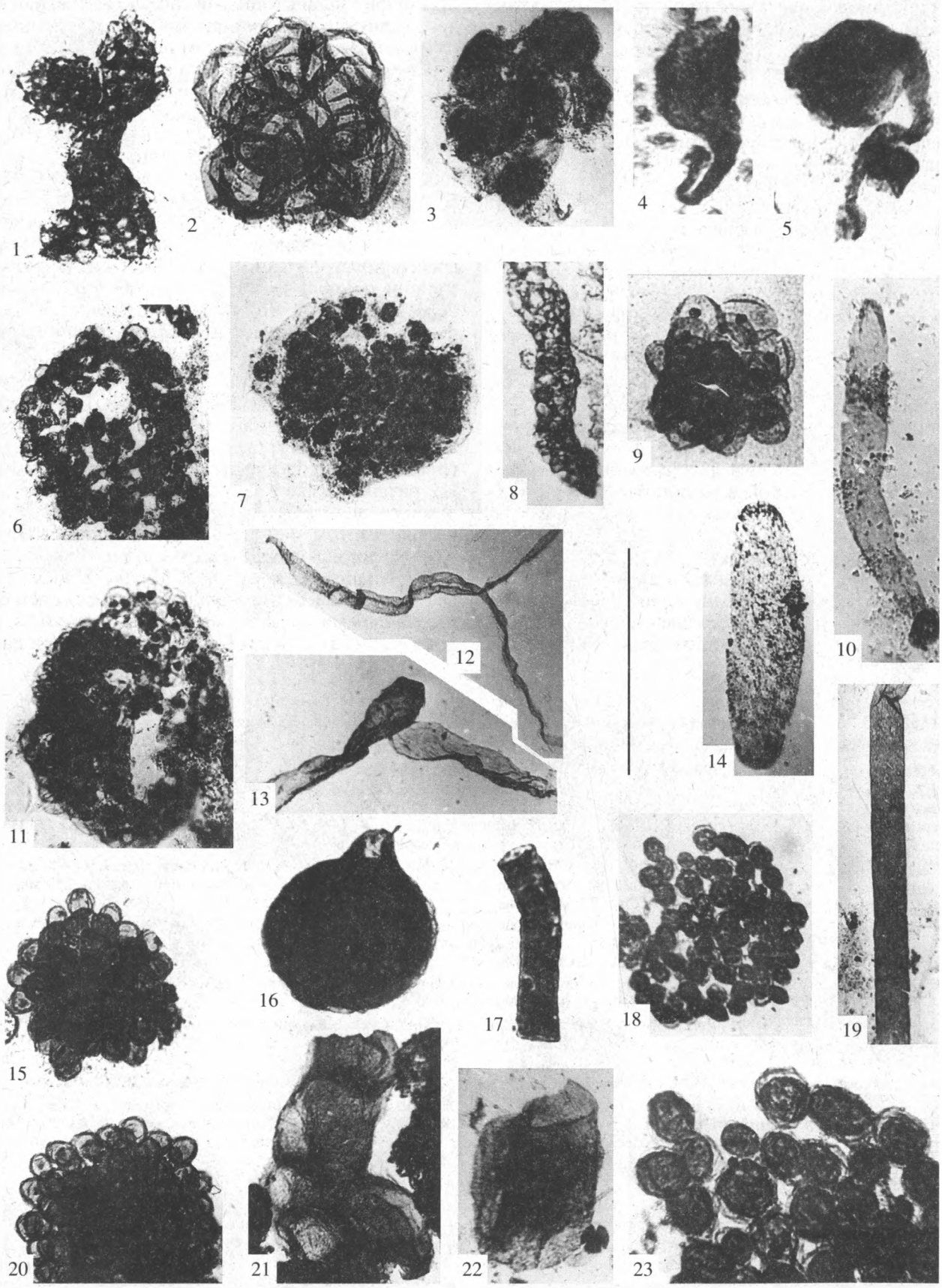
16 – Myxococcoides inornata Schopf, плотный субсферический агрегат коккоидных клеток; экз. № 907–1810.

18, 19, 21 – Prolatoforma aculeata Mikh., эллипсоидальные оболочки с биполярным расположением коротких цилиндрических выростов и облекающей их пленчатой оторочки; 18, 19 – экз. № 2678–4499; 19 – увеличенный формат.

20 – Pterospermopsimorpha insolita Tim. emend. Mikh., крупные тонкостенные акритархи с внутренним телом больших размеров; экз. № 2578–6310.

22 – псевдонитчатый агрегат мелких коккоидных клеток ex gr. Myxococcoides minor Schopf; экз. № 2678–4499.

Таблица II



Ostiana (третий уровень), а затем и заключенными в нитчатые чехлы широкими Polysphaeroides и псевдонитчатыми Palaeopleurocapsa (четвертый уровень). В более глубоководных отложениях пятого уровня разнообразие данной группы сократилось за счет исчезновения трех последних таксонов, а на первое место по обилию вышли Sphaerophycus.

Преобразование акритарх и трихомов в той же последовательности палеообстановок шло в ином ключе. На первых двух уровнях их представительство ограничивалось только наиболее простыми Leiosphaeridia и Oscillatoriopsis. На третьем уровне эти микроостатки достигли максимальных размеров (соответственно 1200 и 20 мкм) и большого обилия, но помимо проходящих снизу форм включали лишь несколько примечательных таксонов: Chuaria и редкие Cucumiforma среди акритарх и Filiconstrictosus, Cephalophytarion и Palaeolyngbya среди трихомов. На четвертом уровне обе группы продемонстрировали гораздо более высокие разнообразие и обилие при сохранении или некотором уменьшении предельных размеров. Здесь встречены лофостриатные, эллипсоидальные, акантоморфные акритархи, первые монстриозные оболочки, а также самая богатая во всей биоте выборка трихомов и трихомоподобных образований. Эта выборка септированных и псевдосептированных нитчатых форм, помимо всех названных ранее представителей, включала Botuobia, Cyanonema, Calypthotrix, многочисленные гетероцитные трихомы, а также Arctacellularia, Trachytrichoides, Arthrosiphon, Cephalonyx, возможные остатки красных водорослей – бангиофит и другие формы. На пятом уровне, отвечающем наиболее глубоководным условиям, одновременно с существенным уменьшением размеров акритархи испытали резкий количественный спад и лишились практически всех своих показательных морфотипов, кроме проблематичных

Таблица II. Микрофоссилии мироедихинской свиты позднего рифея Туруханского поднятия.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

Уровни нахождения мироедихинских микрофоссилий:

9, 20 – третий уровень; вторая пачка нижней подсвиты (9 – р. Енисей, 20 – р. Мироедиха); 1, 2, 4, 5, 7, 10, 14, 15, 17, 22 – четвертый уровень; вторая пачка нижней подсвиты (р. Мироедиха); 3, 12, 16, 19 – шестой уровень, нижний подуровень; первая пачка верхней подсвиты (р. Мироедиха); 8, 13, 21 – шестой уровень, верхний подуровень; первая пачка верхней подсвиты (р. Енисей); 18, 23 – седьмой уровень; вторая пачка верхней подсвиты (р. Мироедиха); 6, 11 – восьмой уровень; вторая пачка верхней подсвиты (р. Енисей).

Размер масштабной линейки: фиг. 1, 6, 8 – 260 мкм; фиг. 2, 5, 11, 14 – 100 мкм; фиг. 3, 7, 9, 10 – 80 мкм; фиг. 4, 18 – 150 мкм; фиг. 12, 13, 22 – 200 мкм; фиг. 15, 16, 19, 21, 23 – 400 мкм; фиг. 17 – 370 мкм; фиг. 20 – 300 мкм.

1 – Ostiana sp.; деформированные фрагменты слоевища, состоящего из тесно сближенных коккоидных клеток; экз. № 2678–4222.

2, 15, 20 – ценобиальные агрегаты мелких акритарх: 2 – акритархи представлены Leiosphaeridia crassa (Naum.) emend. Jank.; экз. № 2678–4395; 15, 20 – акритархи представлены Nucellosphaeridium minutum Tim.: 15 – экз. № 2678–4292; 20 – экз. № 1427–300.

3, 7 – тонкостенные сфероморфные оболочки (?колониальные чехлы) с несколькими или многими внутренними телами – возможными остатками дочерних клеток: 3 – экз. № 4075–120; 7 – экз. № 2678–4394.

4, 5 – Caudosphaera expansa Herm. et Tim., структуры прорастания древних грибов или водорослей, представляющие собой оболочки с длинными одиночными выростами, которые заканчиваются небольшими телами-вздутиями: 4 – экз. № 2678–42141; 5 – экз. № 2678–42105.

6, 11 – Coneosphaera sp., субсферические полые колонии с периферическим расположением коккоидных клеток: 6 – экз. № 907–1710; 11 – экз. № 907–1713.

8 – Chlorogloeopsis sp., нитчатый (цепочечный) многорядный агрегат коккоидных клеток; экз. № 907–1320.

9, 18, 23 – Myxococcoides grandis Horod. et Donald., различные по форме агрегаты коккоидных клеток; 9 – на стадии разложения клеток punctata; экз. № 907–460; 18, 23 – на стадии разложения клеток capsulata и capsulopunctata; экз. № 2578–6882, 23 – увеличенный фрагмент.

10 – удлиненно-веретеновидная оболочка (ex gr. Brevitrichoides), лишенная клеточного содержимого; экз. № 2678–42107.

12, 13 – лентовидные пленчатые образования (возможные талломы древних зеленых водорослей Proterocladus); 12 – узкие талломы с дихотомическим ветвлением; экз. № 2678–6110; 13 – неветвящийся фрагмент таллома средней ширины, экз. № 907–1820.

14 – Archaeoellipsoides sp., акинетоподобная эллипсоидальная оболочка, лишенная клеточного содержимого; экз. № 2678–4380.

16 – Germinosphaera tadasii A. Weiss, сфероморфные оболочки с широким и коротким одиночным выростом – возможные структуры прорастания водорослей и / или грибов; экз. № 2578–6420.

17 – Siphonophycus sp., плотный чехол с частой поперечной орнаментацией; экз. № 2678–4390.

19 – Asperatophilum experatus (Herm.), бесструктурные нитчатые образования (чехлы); экз. № 4075–800.

21 – необычный агрегат крупных оболочек неправильной формы (монстриозных акритарх); экз. № 907–1860.

22 – одиночная беченковидная оболочка (?клетка) с темным бесформенным внутренним телом (коллапсировавшими внутриклеточными структурами); экз. № 2678–4295.

Таблица III

Spumosina и единичных Trachyhystrichosphaera. Еще более резкая редукция коснулась здесь трихомов и трихомоподобных образований, которые вообще сошли на нет, если не считать немногочисленных Oscillatoriopsis и Palaeolyngbya.

Чехлы на трансгрессивном тренде развития бассейна вели себя подобно колониальным коккоидным микрофоссилиям, но отличались более резкими изменениями размеров и разнообразия. Помимо единичных Glomovertella и Polytrichoides, встреченных на верхнем подуровне первого уровня, и наиболее простых Eomycetopsis и Leiotrichoides, доминировавших на первом и втором уровнях, на третьем уровне появляются Siphonophycus с поперечной текстурой и агрегаты очень тонких чехлов Eomicrocoleus, а также отмечается резкий рост обилия гломовертелл и политрихоидесов. В глубоководных толщах пятого уровня встречен близкий набор узких и среднеразмерных чехлов, но без упомянутых клубковидных, орнаментированных и агрегатных форм и с менее обильными Polytrichoides. Напротив, на четвертом уровне (среднеглубинный проксимальный шельф) совместно со всеми перечисленными формами первого–третьего уровней, присутствовали многочисленные широкие Asperatofilum, Taenitrichoides, объемно-спиральные Obruchevella, морщинисто-ребристые Rectia, а во внутренних частях этого шельфа (р. Большая Шориха), кроме того обильные гладкостенные трубчатые ?кутикулярные образования. Что же касается размеров чехлов, то на первом и втором уровнях они не превышали 20 мкм, на третьем и пятом – 40 мкм, а на четвертом достигали 70 и даже 130 мкм. Именно чехлы особенно чутко реагировали на изменение глубины мироедихинского бассейна: даже небольшое увеличение данного показателя в пределах раннемироедихинского мелководья (верхний подуровень первого уровня) нашло отражение в увеличении разнообразия этих микрофоссилий. Помимо разрозненных экземпляров Eomycetopsis и Leiotrichoides, характерных для нижнего подуровня, здесь появляются их дерновины, а также отдельные Glomovertella и Polytrichoides. Уменьшение глубины при переходе ко второму уровню привело к исчезновению дерновин, клубковид-

Таблица III. Микрофоссилии мироедихинской свиты позднего рифея Туруханского поднятия.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

Уровни нахождения мироедихинских микрофоссилий:

20 – третий уровень; вторая пачка нижней подсвиты (р. Мироедиха); 2, 4, 6–8, 11, 12, 14–18 – четвертый уровень; там же; 1 – пятый уровень; первая пачка верхней подсвиты (р. Мироедиха); 5 – шестой уровень, нижний подуровень; первая пачка верхней подсвиты (р. Мироедиха); 9, 10, 19 – шестой уровень, верхний подуровень; первая пачка верхней подсвиты (р. Енисей); 13, 22 – седьмой уровень; вторая пачка верхней подсвиты (р. Мироедиха); 3, 21 – восьмой уровень; там же.

Размер масштабной линейки: фиг. 1 – 160 мкм; фиг. 2, 9, 18–20, 22 – 80 мкм; фиг. 3, 4, 10 – 200 мкм; фиг. 5 – 235 мкм; фиг. 6 – 250 мкм; фиг. 7, 11 – 130 мкм; фиг. 8, 12–17 – 50 мкм; фиг. 21 – 500 мкм.

1 – Germinoshaera guttiformis Mikh., необычные веретеновидные оболочки с очень длинным одиночным выростом, представляющие собой, возможно, репродуктивные структуры древних водорослей или грибов; экз. № 1407–400.

2, 7 – нитчатые микроостатки (?чехлы) с тонкой и частой поперечной штриховкой; 2 – экз. № 2678–4392; 7 – экз. № 2678–4205.

3, 4, 6 – Polytrichoides lineatus Hermemend. Herm., плотные агрегаты субпараллельных среднеразмерных нитчатых чехлов; 3 – экз. № 4085–400; 4 – экз. № 2678–4450; 6 – экз. № 2678–4309.

5 – фрагмент нитчатой формы со слабо выраженной продольной текстурой, принадлежавшая, по-видимому, древним сцитонемовым цианобактериям ex gr. Pseudodendron; экз. № 2678–6495.

8, 15 – Cephalophytarion variabilis Schopf et Blacic, утоньшающиеся к окончаниям трихомы, пережатые перед терминальной клеткой характерной субтреугольной формы; 8 – экз. № 2678–4391; 15 – экз. № 2678–4350.

9, 18, 22 – трихомоподобные остатки, состоящие из клеток различного строения; 9 – клетки незначительно удлинены, остатки не пережаты вдоль границ клеток; экз. № 907–1840; 18 – клетки изометричные, остатки сильно пережаты вдоль границ клеток, сохранилась? терминальная структура со своеобразными роговидными выростами; экз. № 2678–4378; 22 – клетки короткие и широкие, формы не пережаты вдоль границ клеток; экз. № 2578–6804.

10 – Palaeolyngbya sphaerocephala Herm. et Pyl., широкие изогнутые чехлы с трихомами, состоящими из характерных коротких клеток, напоминающих стопки монет; экз. № 907–1801.

11 – Cephalophytarion turukhanicum A. Weiss, утоньшающиеся к окончаниям, пережатые вдоль границ клеток трихомы со специфическими терминальными структурами; экз. № 2678–4381.

12, 14, 16, 17 – Oscillatoriopsis sp., фрагменты трихомов наиболее простого строения; трихомы в той или иной степени пережатых вдоль границ коротких клеток; 12 – экз. № 2678–4379; 14 – экз. № 2678–4238; 16 – экз. № 2678–4203; 17 – экз. № 2678–4280.

13 – плотные трубчатые формы (чехлы или ?кутикулярные образования) с четко выраженной поперечной текстурой; экз. № 2578–6842.

19 – Coniunctiophytus totticus A. Weiss, агрегаты нескольких или многих субсферических колоний коккоидных клеток; экз. № 907–1350.

20 – Arctacellularia ellipsoidea Herm., трихомоподобные образования, состоящие из цепочек крупных боченковидных клеток; экз. № 2678–4635.

21 – фрагмент гладкостенной лентовидной формы (возможно, таллом Proterocladus sp.); экз. № 2578–4130.

ных и многорядных форм, а последующее углубление (третий уровень) – к их новому появлению.

Микрофоссилии сложной формы в обсуждаемой части разреза вели себя очень своеобразно. От первого до третьего уровня включительно они были представлены лишь редкими талломами мелких Pseudodendron, а богатая выборка этих образований, состоящая из обильных крупных талломов названного рода, членистых Eosolena, многочисленных Germinospahera, Caudosphaera и ряда неописанных форм, сформировалась только в среднеглубинных обстановках четвертого уровня. Однако в более глубоководных условиях пятого уровня от этой обширной выборки остались лишь небольшие Pseudodendron и Caudosphaera с очень длинными выростами.

Важно отметить, что в раннемироедихинское время особенно ясно проявлялась связь обилия и разнообразия палеоэкологически разнородных компонентов биоты с широтой развития трансгрессии. Так, в начале трансгрессии эврибионты в своей латеральной экспансии заметно опережали мезобионтов, основная масса которых появилась много позднее. В отличие от этого, сложно построенные стенобионты в ощутимом количестве появились только при достижении максимума упомянутой трансгрессии. В итоге именно на этом и только на этом завершающем отрезке трансгрессивного тренда биота приобрела наибольшее разнообразие за все время формирования нижней подсвиты.

Поведение различных морфологических групп микроостатков в ходе позднемироедихинской регрессии (пятый–десятый уровни) также обладало отчетливым своеобразием. Наиболее важным и неожиданным оказалось обилие и разнообразие очень крупных акритарх (включая их акантоморфные разности), нитчатых и сложно построенных форм при активизации регрессии и переходе от глубоководной однородной среды пятого уровня к среднеглубинным ("оптимальным") обстановкам шестого. Размеры акритарх скачкообразно возросли здесь более чем вдвое (от 500 до 1200 мкм), а нитчатых форм – втрое (от 15–16 до 44–46 мкм). Спонтанными выглядят здесь и изменения морфологии тех и других: на нижнем подуровне шестого уровня появляются обильные акантоморфные акритархи Trachyhtstrichosphaera и Prolatoforma, асептатные нити Asperatofilum, очень представительная выборка сложно построенных форм – гигантских Pellicularia, Fabiformis и ряда не описанных морфотипов. Более консервативно на том же этапе развития бассейна вели себя колониальные коккоидные формы, но и их состав на шестом уровне пополнился агрегатами субсферических колоний Coniunctiophycus, имеющими хорошо выраженные внешние оболочки Eogloeocapsa, гроздевидными Palaeopleurocapsa, заключенными в нитчатые чехлы Polysphaeroides, слоевищами Ostiana и полыми колониями Coneosphaera.

В дальнейшем относительное количество впервые или вновь появившихся характерных форм в большинстве групп несколько упало, но акритархи, а в особенности гладкие и орнаментированные трубчатые ?кутикулярные образования обнаружили существенное расширение выборок. Акритархи, ранее представленные, в основном, проходящими снизу морфотипами, обогатились здесь примечательными таксонами – окаймленными Cymatiosphaeroides с многочисленными тонкими выростами, лофостриатными Valeria (верхний подуровень шестого уровня), орнаментированными Cerebrosphaera (седьмой уровень), не известными ниже по разрезу Valeria с гипертрофированной лофостриатностью (восьмой уровень). Монстриозные формы в ощутимом количестве присутствовали во всем интервале от шестого по восьмой уровень включительно. Следует отметить ясный пик увеличения количественного представительства акритарх на восьмом уровне. Этот пик не был связан с появлением новых таксонов (если не считать упомянутых необычных Valeria) и выделялся лишь ростом обилия транзитных среднеразмерных Chuaria (до 630 мкм), Ch. globosa, Trachyhystrichosphaera, Satka, Simia, Navifusa-подобных оболочек и др.

Среди чехлов выше нижнего подуровня шестого уровня отмечается увеличение разнообразия за счет очень крупных трубчатых Taenitrichoides и Plicatidium шириной до 260 мкм (верхний подуровень шестого уровня), "полосчатых" Circumvaginalis, многочисленных и разнообразных, в том числе широких (до 110 мкм) ?кутикулярных образований с хорошо выраженной поперечной текстурой (седьмой уровень), проходящих снизу Taenitrichoides (82–84 мкм) и агрегатов тонких чехлов Eomycmicrocoleus – обычных и в веретеновидной оболочке, закрытой на обоих окончаниях (восьмой уровень).

Колониальные коккоидные формы по мере развития регрессии пополнились многорядными цепочечными Chlorogloeopsis (верхний подуровень шестого уровня) и в дальнейшем обнаруживали только количественное насыщение образуемой ими выборки агрегатами колоний Coniunctiophycus, заключенными в субсферическую оболочку Eogloecapsa (седьмой уровень) и полыми колониями Coneosphaera нескольких размерных генераций (восьмой уровень). Среди сложно построенных образований в это же время появились удлиненно-овальные Pseudotawuia и булавовидные структуры с широкими низкими шипами (верхний подуровень шестого уровня), к которым затем присоединились гигантские удлиненные оболочки с возможным многокамерным строени-

ем, гантелевидные формы с продольно-волокнистой текстурой (седьмой уровень), объемно-спиральные тонко- и груборебристые Elatera (седьмой и восьмой уровни), а также многочисленные структуры размножения Germinosphaera и Caudosphaera (восьмой уровень). Среди септированных нитчатых форм отметим поднимающиеся снизу трихомоподобные Trachytrichoides (верхний подуровень шестого уровня), крупные разности (до 50 мкм), состоящие из темных клеток – "члеников" (седьмой уровень) и остатки возможных бангиофит (восьмой уровень).

Свойственная регрессивному тренду тенденция к сокращению качественного и количественного состава микробиоты в наиболее яркой форме проявилась при переходе к мелководным обстановкам девятого и десятого уровней. Встреченные здесь резко обедненные ассоциации микрофоссилий включали лишь редкие простые акритархи, колониальные коккоидные и нитчатые формы (Leiosphaeridium, Myxococcoides, Eomycetopsis, Leiotrichoides, Oscillatoriopsis). Что же касается вышележащей части свиты, то она, как отмечалось, не содержит представительных ассоциаций микроостатков и исключена из дальнейшего рассмотрения.

Из сказанного следует, что распределение мироедихинских микрофоссилий (в особенности относительно сложно построенных мезо- и стенобионтов) на регрессивном тренде развития бассейна обладало ясной асимметрией: максимум обилия и разнообразия наиболее характерных транзитных форм приходился не на весь интервал господства "оптимальных" палеоусловий, а только на его самую раннюю, относительно более глубоководную составляющую (шестой уровень). После этой вспышки разнообразия и вплоть до перехода к мелководным обстановкам девятого и десятого уровней почти все группы микрофоссилий демонстрировали заметное уменьшение данного показателя, хотя и обогащались время от времени некоторыми существенными новациями. Важно отметить, что разнообразие и обилие представителей всех морфологических групп мироедихинских микроостатков на трансгрессивном и регрессивном трендах демонстрировали ясно выраженную обратную зависимость – при росте одного из этих показателей быстро и неизменно сокращался другой. В этом отношении рассматриваемые экосистемы вели себя, видимо, подобно фанерозойским и современным.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Переходя к палеосукцессионному анализу последовательности мироедихинских микроостатков, необходимо выявить роль в формировании этой последовательности трех главных факторов: направленных изменений среды, эволюционного развития биоты и ее тафономических преобразований. Выяснение относительного вклада названных факторов в наблюдаемую ныне картину вертикальной смены мироедихинских микрофоссилий имеет решающее значение для выводов о характере реконструируемой палеосукцесии.

Оценка роли тафономических причин, искажавших прижизненную картину пространственно-временного распределения микробиоты, затруднена тем, что до сих пор по существу неизвестна природа тех процессов, которые обусловили практически мгновенную трансформацию неминерализованных рифейских организмов в органостенные микроостатки со свойственной им уникальной сохранностью на клеточном уровне. Можно лишь отметить, что сама эта сохранность исключает сколько-нибудь продолжительный посмертный перенос рифейских (и мироедихинских, в частности) организмов за пределы их достаточно широких прижизненных фациально-экологических ниш.

Что же касается двух других главных факторов, то разграничению их воздействия на наблюдаемую последовательность мироедихинских форм способствовало определение места всех десяти выявленных ассоциаций в ранее созданной модели развития мироедихинского бассейна (Петров, Семихатов, 1997). Такое определение позволило отвлечься от количественных и качественных различий ассоциаций, связанных с их позицией в латеральной структуре бассейна, и сосредоточить внимание на хронологической стороне вопроса. Главное внимание при этом было уделено крупным трендам развития бассейна, так как кратковременные события той или иной интенсивности (например, появление локальных мористых обстановок в западной части бассейна в раннемироедихинское время, или регрессивный эпизод, разделивший формирование нижней и верхней подсвит) либо не оказали серьезного влияния на состав последовательных ассоциаций мироедихинских форм, либо не были запечатлены в имеющемся материале.

Одна из самых ярких особенностей динамики мироедихинской микробиоты, важная в палеосукцессионном аспекте, состоит в том, что кривая общего изменения ее обилия и таксономического разнообразия имеет различную конфигурацию на трансгрессивном и регрессивном трендах (рис. 2). Сказанное в наибольшей степени справедливо для форм, трактуемых как эволюционные новации, в меньшей мере характерно для полирегиональных таксонов и лишь отчасти – для членов пионерного сообщества (см. соответствующие кривые на этом же рисунке). Восходящая часть кривой, обобщающей поведение названных компонентов микробиоты на регрессивном тренде, значительно положе части, построенной для трансгрессивного тренда.

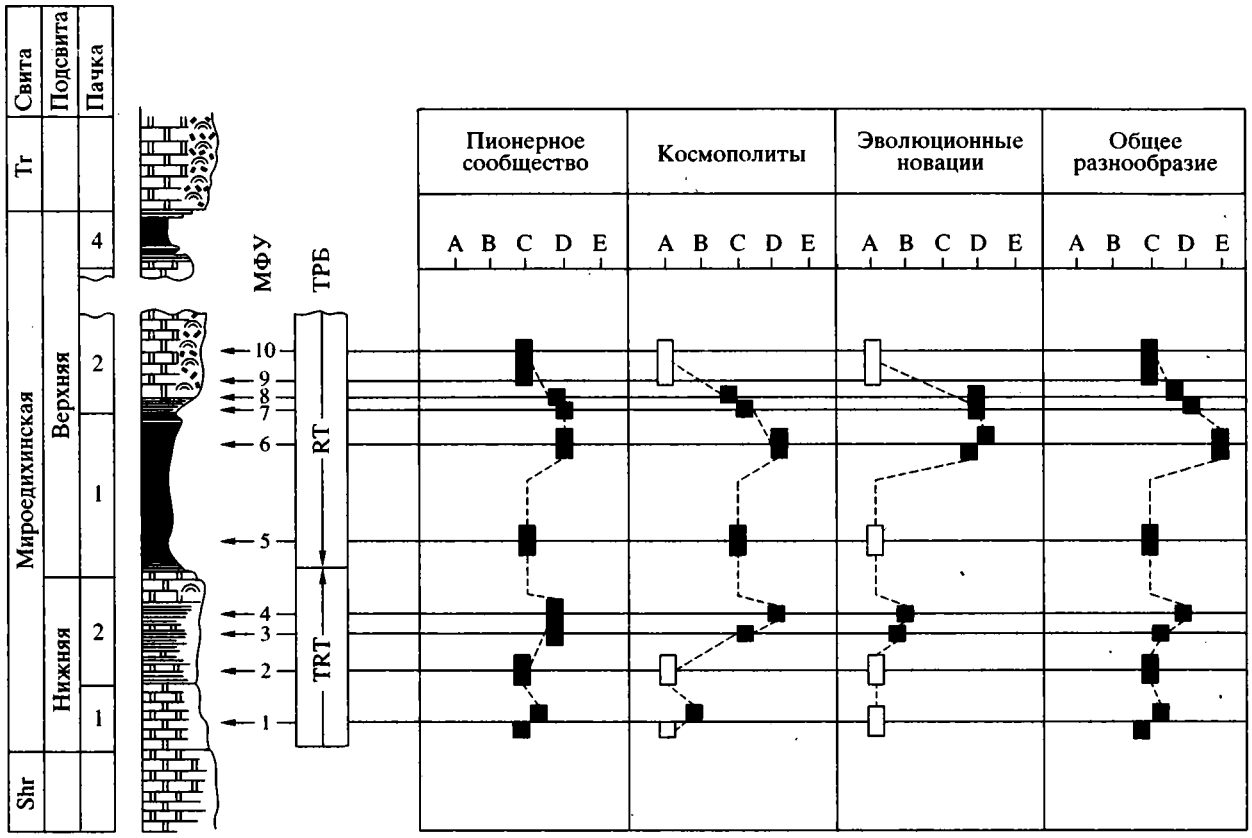


Рис. 2. Схема количественного распределения основных компонентов мироедихинской палеосукцессии и всей микробиоты на трансгрессивном и регрессивном трендах развития бассейна.

А–Е – частота встречаемости микрофоссилий, приведенная в пяти условных градациях: А – микроостатки отсутствуют, В – единичные находки, С – первые десятки, D – многие десятки, Е – сотни встреченных форм. Данные о представительности глубоководной группировки экстраполированы на весь интервал распространения соответствующих палеоусловий. ТРБ – тренды развития бассейна: TRT – трансгрессивный тренд; RT – регрессивный тренд. МФУ – микрофитологические уровни. Остальные обозначения см. на рис. 1.

Сходство строения, состава и мощностей симметрично построенных интервалов трансгрессивного и регрессивного трендов позволяет говорить о примерной сопоставимости длительности формирования обоих названных интервалов. Если это так, то специфика упомянутых кривых свидетельствует, что для достижения биотой максимального разнообразия (то есть для становления в полном объеме "оптимальной" группировки) при переходе от мелководных палеообстановок к среднеглубинным требовалось больше времени, чем при переходе от глубоководных к среднеглубинным. Сравнение исходного и последующего состояний среды и биоты на трансгрессивном и регрессивном трендах позволяют понять, что стоит за таким различием.

Развитию раннемироедихинской трансгрессии предшествовал позднешорихинский этап низкого положения уровня моря и господства очень мелководных ландшафтов верхней сублиторали (Петров, Семихатов, 1997). В соответствии с моделью поведения докембрийских биот во время подобных экстремальных событий (Вейс и др., 1998а), этот этап должен был ознаменоваться максимальной деградацией латеральной структуры биоты и резкой редукцией ее состава. О том, что в разбираемом примере дело обстояло именно так, свидетельствует состав ассоциаций мироедихинских микрофоссилий на первом и втором уровнях, которые соответствовали самым ранним импульсам раннемироедихинской трансгрессии. Эти ассоциации формировались на верхней сублиторали и за единственным исключением (верхний подуровень первого уровня в западной наиболее мористой зоне бассейна) представлены очень бедными выборками акритарх, колониальных коккоидных и нитчатых форм (рис. 1), которые обладают тремя особенностями. Во-первых, они представлены остатками наиболее устойчивых и, видимо, высоко продуктивных организмов – об этом свидетельствуют сам факт их существования и фоссилизации в очень жестких мелководных обстановках, наступивших при затоплении карбонатной платформы. Во-вторых, эти формы

входят во все другие мироедихинские ассоциации, формировавшиеся в широком спектре обстановок, и обычно количественно преобладают в составе этих ассоциаций, отражая эврибионтный характер соответствующих таксонов. В-третьих, рассматриваемые формы обладали очень широким диапазоном стратиграфического распространения – они присутствуют в большинстве разновозрастных микробиот протерозоя. Сказанное позволяет в рамках палеосукцессионных построений интерпретировать микрофоссилии первого и второго уровней как типичных представителей пионерных сообществ. Такие сообщества, широко развитые по всему рифею и носящие характерный архаичный облик, обеспечивали быструю и широкую реколонизацию вновь формировавшихся обстановок, а возможно и определенную их биогенную модификацию, подготавливая данные обстановки к внедрению более сложных и требовательных к внешним факторам элементов микробиот.

К следующему, постпионерному (или позднепионерному) сообществу[1] мироедихинской микробиоты могут быть отнесены лишь несколько менее широко распространенных таксонов, появившихся в ассоциации третьего уровня (нижняя сублитораль). К ним принадлежали ценобиальные агрегаты и изолированные крупные оболочки Leiosphaeridia, среднеразмерные Chuaria, нитчатые Polytrichoides, Eomicrocoleus, Glomovertella, плотные дерновины наиболее простых чехлов Eomycetopsis и Leiotrichoides, узкие талломы Pseudodendon. Две из этих форм – Glomovertella и Polytrichoides – впервые зафиксированы в верхней части первого уровня в западной части бассейна (р. Енисей). Их появление здесь было связано с особенностью обстановок этой части бассейна, а в типично мелководных толщах второго уровня более проксимальных зон они не обнаружены. На третьем, а отчасти и на четвертом уровнях к упомянутым предположительно постпионерным таксонам присоединились другие, уже несомненно постпионерные морфотипы, обладавшие все более узким фациально-экологическим распространением. Вначале (третий уровень) это были Pterospermopsimorpha, Nucellosphaeidium, Ostiana, Sphaerophycus, Sphaerocongregus, Archaeoellipsoides, Asperatofilum, Filiconstrictosus, Cephalophytarion, Palaeolyngbya, Pseudodendron, Germinosphaera, а впоследствии гигантские Chuaria, Cucumiforma, Simia, Coneosphaera, Arctacellularia, Trachytrichoides и др. Таким образом, окончательное формирование всей обширной выборки постпионерных форм стало возможным только на достаточно зрелом этапе развития трансгрессии.

[1] Последовательность появления постпионерных таксонов в составе мироедихинской микробиоты приведена с учетом данных об их распределении в конкретных пробах соответствующих микрофитологических уровней.

Лишь после появления перечисленных компонентов раннемироедихинская биота на четвертом уровне (проксимальный шельф) насытилась рядом характерных образований, свойственных климаксному или близкому к нему сообществам. К числу этих образований принадлежали Trachyhystrichosphaera, Prolatoforma, Valeria, Polysphaeroides filiformis, Taenitrichoides, Rectia, Arthrosiphon, Cephalonyx, Eosolena, Fabiformis, Caudosphaera и неописанные новые формы. Климаксный (субклимаксный) характер данной ассоциации подчеркивается присутствием в ней монстриозных оболочек акритарх и первых мироедихинских эволюционных новаций, в том числе Cephalonyx, Arthosiphon, некоторых сложно построенных образований. Среди возможных причин появления упомянутых сложных (и, вероятно, высокоорганизованных) членов постпионерного и климаксного сообществ можно указать две. Во-первых, истинное эволюционное новообразование (или эпигенез), возникшее на основе тех или иных (возможно, несохранившихся) форм пионерного или постпионерного сообществ. Во-вторых, внедрение иммигрантов из других прежде обособленных ареалов.

Приведенные данные дают основание полагать, что не только самые ранние обедненные (пионерное и позднепионерное) сообщества мироедихинских микроорганизмов, но и более поздние, уже существенно насыщенные их сообщества формировались в основном, а до определенного времени даже исключительно, за счет иммиграции высоко устойчивых транзитных во времени форм, поток которых нарастал по мере развития трансгрессии и появления благоприятных условий. Другой, вероятно, более существенный с биотических позиций процесс – появление в составе биоты (в ее "оптимальной" группировке) ряда характерных эволюционных новаций – проявился только на поздних стадиях раннемироедихинской трансгрессии (четвертый уровень), во время существования относительно богатых сообществ микроорганизмов. При формировании этих сообществ внедрение иммигрантов привело к расширению обилия и разнообразия основной массы встреченных форм – транзитных акритарх, колониальных коккоидных форм, чехлов и трихомов, тогда как эволюционные новации появились только среди маргинальных акритарх (монстриозные оболочки), трихомоподобных и сложно построенных образований. В свете сказанного, трансгрессивная последовательность мироедихинских форм с высокой вероятностью может быть интерпретирована как аналог описанной В.А. Красиловым (1969) ценогенной палеосукцессии миграционного типа.

Поведение мироедихинской микробиоты при переходе от среднеглубинных (нижняя сублитораль и проксимальный шельф) к глубоководным

обстановкам (дистальный шельф) известно только в общих чертах из-за недостаточности микрофитологической характеристики интервала разреза, разделяющего четвертый и пятый уровни. Объективной причиной такого пробела явилась сопряженность во времени ряда контрастных событий в истории мироедихинского бассейна: кратковременных обмелений, сопровождавшихся развитием обширных строматолитовых полей, частичного осушения в конце раннемироедихинского времени и быстрого затопления района в самом начале позднемироедихинского (Петров, Семихатов, 1997). Биотическое значение этих событий оценивается невысоко, поскольку соответствующие деформации латеральной структуры биоты не оставили следов в имеющемся материале.

Более радикальные последствия для микробиоты имело установление в начале позднемироедихинского времени стабильных глубоководных условий (пятый уровень). С этим событием, как мы видели выше, было связано очень существенное сокращение таксономического состава микробиоты, в особенности трихомов и сложно построенных образований. От обширных выборок тех и других при увеличении глубины бассейна сохранились лишь единичные мало примечательные транзитные компоненты (рис. 1). Существенно, что по мере роста батиметрических показателей дольше других в составе биоты оставались среднеразмерные Chuaria, Myxococcoides, Sphaerophycus и Polytrichoides, а ко вновь появившимся формам принадлежали только проблематичные Spumosina.

Обвальное сокращение разнообразия всех морфологических групп микрофоссилий в глубоководных обстановках, судя по имеющимся данным (Oehler, 1977; Vidal, Nystuen, 1990; Вейс, Петров, 1994 и др.), в докембрии имело достаточно общий характер и по деструктивному воздействию на микробиоту было отчасти сравнимо с экологическим кризисом, вызванным воцарением мелководных обстановок. Однако в отличие от этапов резкого обмеления, глубоководные этапы в истории рифейских бассейнов никогда не приводили к полному распаду латеральной структуры микробиот и не нарушали преемственности их развития, а вызывали лишь миграцию и/или пространственную конденсацию (сжатие) ареалов, занятых особенно представительной "оптимальной" и другими более проксимальными группировками микроорганизмов. Что же касается резко обедненной глубоководной ассоциации мироедихинских микроостатков пятого уровня, заключающей в основном постпионерные таксоны, то оценка ее состава в терминах палеосукцессионных построений позволяет считать, что эта ассоциация принадлежала к сообществам доклимаксного (точнее дисклимаксного) типа.

Гораздо полнее изменения состава и фациально-экологической структуры мироедихинской биоты реконструируются в непрерывной последовательности отложений при переходе от глубоководных обстановок к среднеглубинным на регрессивном тренде развития бассейна. Эти изменения выразились во взрывном обогащении состава всех морфологических групп уже на начальной стадии данного перехода. Так, в ассоциации нижнего подуровня шестого уровня (проксимальный шельф) зафиксирован ряд очень показательных форм: гигантские Chuaria, акантоморфные Trachyhystrichosphaera и Prolatoforma, овальные Cucumiforma и Konderia, колониальные коккоидные Coneosphaera и Polysphaeroides, эллипсоидальные Archaeoellipsoides, сложнопостроенные очень крупные Fabiformis, Eosolena и широкие талломы Pseudodendon. Судя по присутствию большинства названных таксонов во многих позднерифейских микробиотах (Янкаускас и др., 1989; Hofmann, Jackson, 1994; Butterfield et al., 1994 и др.), они принадлежали к числу космополитов – типичных обитателей "оптимальной" зоны бассейнов того времени (Вейс, Петров, 1994; Петров, Вейс, 1995). Совместно с перечисленными таксонами встречен ряд форм, которые можно причислить к эволюционным новациям. Это очень крупные Pellicularia с продольной щелью, фрагменты метафит, а также некоторые неописанные морфотипы: узкие конические пленчатые остатки, сублинейные агрегаты клеток с бутоновидной терминальной структурой и пластинчатые образования с заостренными шипами на внешнем крае.

На верхнем подуровне шестого уровня, который отвечал переходу от проксимального шельфа к нижней сублиторали (т.е. к типичному ареалу "оптимальной" группировки), количество иммигрантов несколько сократилось, а эволюционных новаций возросло. К числу иммигрантов здесь принадлежали среди акритарх – Valeria и Cymatiosphaeroides, среди колониальных форм – Ostiana, Chlorogloeopsis, Coniunctiophytus и Palaeopleurocapsa, среди чехлов – Taenitrichoides, Plicatidium и Siphonophycus с грубой поперечной текстурой, среди трихомоподобных остатков – Trachytrichoides. Присутствующие здесь сложнопостроенные образования включали очень широкие Pseudodendon и характерные закругленно-конические пленчатые формы. Главным "поставщиком" эволюционных новаций на данном подуровне стали акритархи (их обильные монстриозные разновидности) и принадлежавшие к сложнопостроенным формам булавовидные структуры с низкими коническими шипами на расширенной части, удлиненно-эллипсовидные тела, близкие к Pseudotawuia, и некоторые другие.

Очень высокое обилие и разнообразие обеих ассоциаций шестого уровня, а также наличие в

более молодой из них многочисленных монстриозных акритарх и нигде не встречавшихся прежде сложнопостроенных образований (эволюционных новаций) позволяют говорить о том, что сразу же после активизации регрессии на позднемироедихинском шельфе вновь появились палеосообщества климаксного типа, и эти сообщества по обилию и таксономическому разнообразию были сопоставимы с ассоциацией четвертого уровня или даже превосходили ее. Таким образом, полученные на мироедихинском материале данные об изменении во времени состава микробиот при переходе от глубоководных палеоусловий к среднеглубинным, хорошо согласуются с более ранней моделью латерального перехода при смене одних условий другими (Вейс, Петров, 1994). Там и здесь обнаружено однотипное резкое обогащение микробиот примечательными сложнопостроенными формами. Вместе с тем, новые материалы, которые акцентируют внимание на хронологической стороне данной смены, выявили ускоренный характер рассматриваемого перехода по сравнению с имевшимися ранее выводами. Причины этой акселерации, вероятно, кроются в том, что в ходе регрессии соответствующие преобразования в микробиоте были связаны лишь с ограниченной миграцией среднеглубинных палеообстановок и уже полностью сформированной "оптимальной" группировки микроорганизмов.

Поведение микробиоты в ходе дальнейшего развития регрессии иллюстрируют ассоциации седьмого и восьмого уровней, сформированные, главным образом, в обстановках нижней сублиторали. В названном интервале разреза сохранялось относительно высокое разнообразие микроостатков во всех морфологических группах, но это разнообразие существенно уступало достигнутому ранее при смене глубоководных обстановок среднеглубинными (рис. 1). Ясно фиксируемое обеднение таксономического состава ассоциаций седьмого–восьмого уровней не позволяет причислить их к сообществам климаксного типа, к которым, по нашему мнению, относятся ассоциации шестого и четвертого уровней. Однако присутствие на седьмом уровне представительной выборки неописанных специфических ?кутикулярных образований, повсеместное распространение на седьмом и восьмом уровнях многочисленных монстриозных акритарх и сложно построенных форм, трактуемых как эволюционные новации, свидетельствуют по меньшей мере о субклимаксном состоянии соответствующих сообществ.

Существенной чертой рассматриваемых ассоциаций седьмого и восьмого уровней было то, что по мере развития регрессии они все более обеднялись важнейшими иммигрантами, и это обеднение контрастировало с появлением в них различных эволюционных новаций. Наиболее заметными среди иммигрантов оставались Trachyhystrichosphaera, Prolatoforma, Valeria, Navifusa-подобные оболочки, Ostiana, Coniunctiophytus, Coneosphaera, Plicatidium, Rugosoopsis, Circumvaginalis, Trachytrichoides, Filiconstrictosus, Elatera, Caudosphaera и возможные остатки бангиофит. К новациям принадлежали упомянутые гладкостенные и орнаментированные трубчатые ?кутикулярные остатки, очень крупные удлиненные оболочки с возможным многокамерным строением, гантелевидные образования с продольно-волокнистой текстурой, оболочки Valeria с гипертрофированной лофостриатностью и, возможно, Cerebrosphaera.

Таким образом, последовательные изменения микробиоты на регрессивной стадии с некоторыми оговорками можно трактовать как редкий пример мутационной ценогенной палеосукцессии (Красилов, 1969, 1986). При этом распределение в микробиоте основных экотипов (эври-, мезо- и стенобионтов) на регрессивном тренде по существу явилось зеркальным отражением их распределения на трансгрессивном тренде. Единственным различием обоих трендов было то, что роль мезо- и стенобионтов в более мелководной среде на регрессивном тренде была существенно выше, чем на трансгрессивном.

Ассоциации микроостатков девятого и десятого уровней, формировавшиеся в мелководных обстановках верхней сублиторали на заключительном этапе регрессии, представлены лишь немногочисленными таксонами пионерного сообщества: Leiosphaeridia, Myxococcoide, Eomycetopsis, Leiotrichoides и Oscillatoriopsis. В биотическом контексте это означало резкую редукцию рассмотренной палеосукцессии и вхождение мироедихинской микробиоты в полосу кризисного развития в экстремальных условиях крайнего мелководья.

Итак, свойственное регрессивному тренду быстрое реккурентное восстановление микробиоты, проявленное на шестом уровне, не предварялось длинной цепью биотических событий, обеспечивших полномасштабную реколонизацию бассейна в ходе раннемироедихинской трансгрессии. Напомним, что в эту цепь входили экспансия пионерных форм, прогрессирующее усложнение постпионерного сообщества за счет внедрения основной массы иммигрантов и достижение этим сообществом насыщенного климаксного состояния. На регрессивном тренде для перехода к конечному звену данной цепи потребовалась только обратная миграция основных фациально-экологических группировок мироедихинских микроорганизмов (видимо, достаточно ограниченная по своим палеогеографическим масштабам). В результате, в изученной части бассейна сразу после смены глубоководных условий пятого уровня на среднеглубинные обстановки шестого, микробиота с минимальной затратой своих биологических

ресурсов достигла двоякого эффекта. 1. Полностью восстановила свою латеральную структуру и в значительной степени восполнила разнообразие, которые были резко редуцированы в связи с установлением глубоководных палеообстановок. 2. Осуществила репарацию обоих названных показателей в сжатые сроки. Можно думать, что стресс, перенесенный микробиотой во время ее пребывания в конденсированном состоянии при господстве глубоководных палеообстановок, явился одной из предпосылок последующего появления в ней ряда важных эволюционных новаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, преобразования таксономического состава и фациально-экологической структуры мироедихинской микробиоты распадаются на два этапа, один из которых совпадает с трансгрессивным, а другой – с регрессивным трендами развития бассейна. Трансгрессивный тренд в истории микробиоты соответствовал ценогенной палеосукцессии миграционного типа. В ее начале произошло заполнение вновь формирующегося мелководного экологического пространства бассейна наиболее простыми транзитными во времени эврибионтными организмами пионерного сообщества, которые обеспечили его широкую реколонизацию. Следующие постпионерные члены данной палеосукцессии были представлены в основном более разнообразными мезобионтными формами, которые демонстрировали нарастающую избирательность своего фациально-экологического распространения и тяготели к переходным и среднеглубинным палеообстановкам. Завершилась миграционная палеосукцессия становлением насыщенного сообщества климаксного (субклимаксного) типа, которое помимо пионерных и постпионерных таксонов, включало наиболее сложно построенные стенобионтные формы, ограниченные в своем распространении почти исключительно палеообстановками среднеглубинной "оптимальной" зоны.

Господство стабильных глубоководных обстановок в начале позднемироедихинского времени, перед развитием регрессии, примечательно тем, что в реконструированной части бассейна воцарилась единственная фациально-экологическая группировка, которая, как мы видели, отличалась низким таксономическим разнообразием, малой численностью микрофоссилий и в палеосукцессионном контексте принадлежала к доклимаксным (или, скорее, дисклимаксным) сообществам организмов.

Преобразования микробиоты в ходе регрессивных событий ознаменовались относительно быстрым восстановлением ее максимально обогащенного (климаксного) состояния, для достижения которого потребовалась лишь ограниченная по масштабам обратная миграция наиболее разнообразной и обильной "оптимальной" группировки. Важной чертой поведения микробиоты на регрессивном тренде было резкое ограничение потока космополитов, контрастирующее с перманентным появлением в ее составе относительно немногочисленных, но ярких эволюционных новаций. Последним принадлежала определяющая роль в формировании специфики биоты, что позволяет сопоставить наблюдаемую здесь последовательность форм с ценогенной палеосукцессией мутационного типа. Дальнейшее развитие регрессии привело к широкому распространению мелководных обстановок, резкой редукции латеральной структуры и состава мироедихинской микробиоты и вступлению ее в полосу кризисного развития.

Приведенные данные о своеобразии процессов, протекавших в мироедихинской микробиоте на трансгрессивном и регрессивном трендах развития бассейна, могут быть интегрированы в обобщенную модель ее "онтогенеза", которая, возможно, имеет более общее значение (рис. 3). При этом основное внимание мы уделим поведению во времени и пространстве "оптимальной" фациально-экологической группировки, которая отличается от прочих группировок не только обилием и таксономическим разнообразием, но и относительной динамичностью своей реакции на смену палеообстановок (Вейс, Петров, 1994; Петров Вейс, 1995; Вейс и др., 1998а, б). Анализ состава и соотношений различных морфотипов, входивших в упомянутую группировку на различных этапах развития мироедихинского бассейна, позволяют в развитии этой группировки выделить две стадии – регенеративную и генеративную, отвечавшие соответственно трансгрессивному и регрессивному трендам развития бассейна, и каждую из них расчленить на три фазы. В регенеративной стадии выделены фазы внедрения, насыщения и компакции А, а в генеративной стадии – компакции В, мобилизации и редукции.

Функцией регенеративной стадии (первый–четвертый микрофитологические уровни) была максимально полная реколонизация экологического пространства бассейна от мелководной до глубоководной его зон включительно и формирование в среднеглубинной зоне представительной "оптимальной" группировки. Отмеченные выше особенности состава и латеральной структуры микробиоты в начале мироедихинского времени и транзитный характер основной массы ее членов на трансгрессивном тренде позволяют думать, что формирование раннемироедихинской "оптимальной" группировки осуществлялось почти исключительно за счет миграции форм из внешних по отношению к данному бассейну источников.

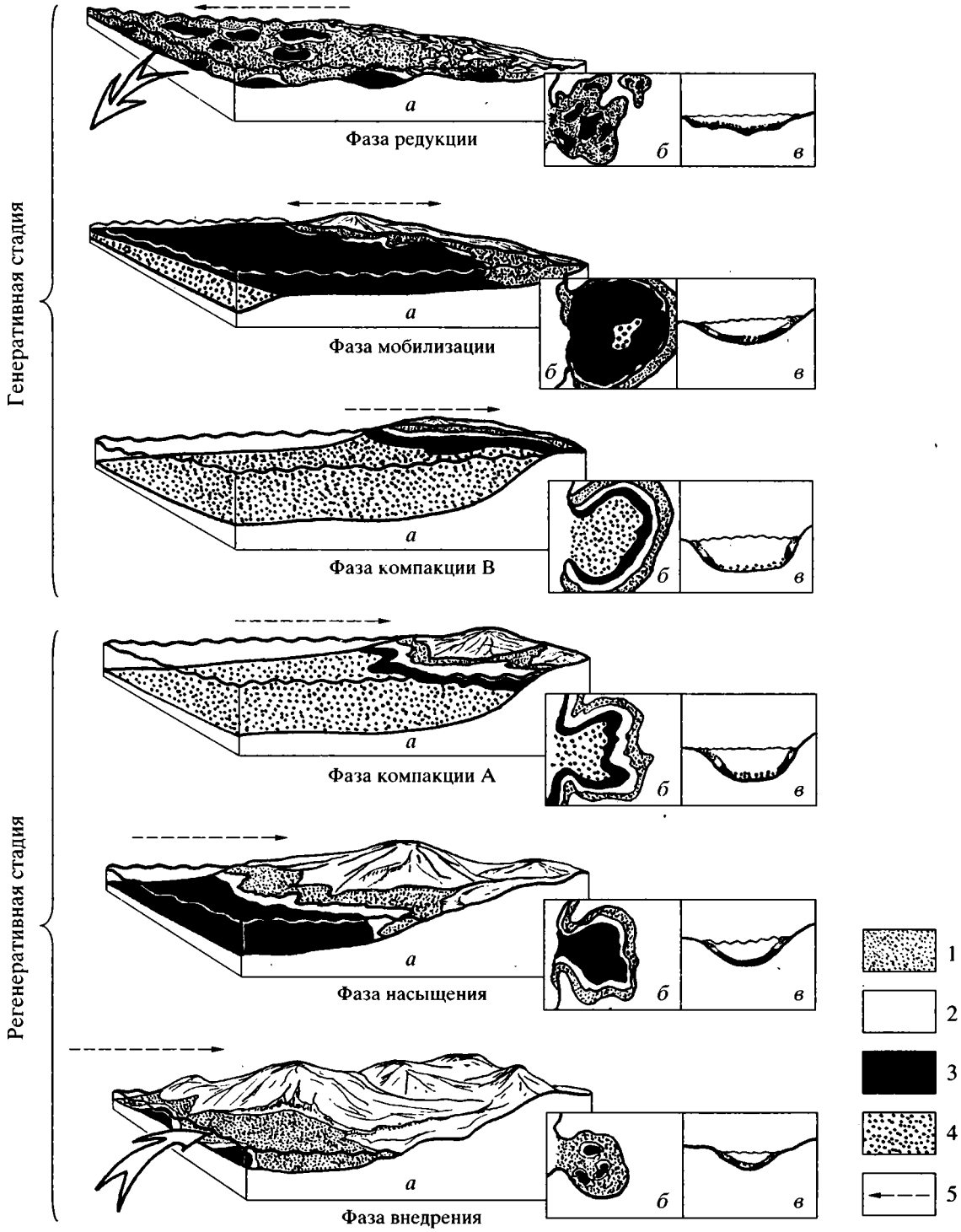


Рис. 3. Модель "онтогенеза" мироедихинской микробиоты.
1–4 – основные фациально-экологические группировки микроорганизмов: 1 – мелководная, 2 – переходная, 3 – среднеглубинная, 4 – глубоководная; 5 – доминирующее направление перемещения береговой линии; *а–в* – проекции бассейна: *а* – блок-диаграмма, *б* – общий план, *в* – профиль.

На рис. 1 и 2 ясно видно, что именно иммигранты (космополиты) определяли рост систематического разнообразия анализируемой группировки на фазах внедрения и насыщения регенеративной стадии. Главное различие этих фаз заключалось в протяженности и масштабах развития в бассейне ареала "оптимальной" группировки. На фазе внедрения (первый и второй уровни) ее ареал имел ос-

тровной характер, а на фазе насыщения (третий уровень) сливался в обширную непрерывную область (рис. 3; Вейс и др., 1998б – рис. 2).

Естественным завершением фазы насыщения было адекватное экологическим возможностям бассейна заселение его среднеглубинной зоны как относительно простыми, так и наиболее сложными организмами и формирование устойчивой экосистемы. В палеосукцессионном отношении это заселение соответствовало двум процессам: 1 – переходу "оптимальной" группировки, ранее (на фазе внедрения) находившейся в эфемерном состоянии, ко все более обильному и разнообразному, а затем и максимально насыщенному климаксному сообществу на фазе насыщения, 2 – инициации процессов автогенного изменения сообщества. Если две названные фазы регенеративной стадии не приводили к образованию климаксного сообщества, обладающего потенциалом эволюционных преобразований, то аналогичный результат безусловно достигался микробиотой на фазе компакции А (четвертый уровень), завершавшей регенеративную стадию.

На этой фазе, отвечавшей максимуму трансгрессии и экспансии глубоководных палеообстановки и соответствующей группировки микроорганизмов, ареал "оптимальной" зоны вновь сокращался, но теперь уже до относительно узкой полосы, приуроченной к проксимальному шельфу и/или нижней сублиторали. Существование "оптимальной" группировки в предельно сжатом состоянии, свойственном сублинейному ареалу на фазе компакции А, имело далеко идущие последствия. Особенно важным было то, что в условиях прогрессирующего дефицита пространства и ресурсов, свойственных данной фазе, в полной мере проявлялся сепарирующий эффект стабилизирующего отбора, освобождавшего эту наиболее представительную группировку микроорганизмов от накопленных ею ранее неустойчивых и нежизнеспособных компонентов. Фаза компакции А и вся регенеративная стадия завершались воцарением глубоководной среды и вытеснением за пределы реконструированной части бассейна "оптимальной" и более проксимальных фациально-экологических группировок микроорганизмов (пятый уровень).

Интенсивность автогенных процессов в микробиоте, видимо, резко возрастала на генеративной стадии (шестой–десятый уровни). Начало названной стадии и ее первой фазы (фазы компакции В) отвечало реккурентному восстановлению в изученной части бассейна как латеральной структуры микробиоты, так и климаксного (субклимаксного) сообщества ее "оптимальной" группировки, которая мигрировала на свою исходную позицию в бассейне вслед за среднеглубинными палеообстановками (шестой уровень). В это время, как и на предыдущей фазе компакции А, данная группировка занимала ограниченный сублинейный ареал и отличалась очень высоким обилием и разнообразием. Сохранение или даже некоторый рост обоих параметров в начале генеративной стадии способствовали выполнению главной роли данной стадии – стимулировании эволюционных способностей микробиоты.

Основным компонентом такой стимуляции был переход от фазы компакции В к фазе мобилизации (седьмой и восьмой уровни). В палеосукцессионном отношении этот переход означал резкое, по сути мгновенное расширение ареала "оптимальной" группировки, связанное с таким расширением, снятие ее климаксного состояния и возврат к сообществу доклимаксного типа. Подобные изменения в палеосукцессиях фанерозоя (Красилов, 1969, 1986) сопровождались вспышкой эволюционных процессов, являвшихся следствием лавинообразного усиления неконтролируемой отбором изменчивости (примечательно, что в фанерозое эти изменения чаще определяли специфику начальных, а не завершающих фаз палеосукцессий, хотя в некоторых построениях указываются и иные модели – например, деструкционный филоценогенез (Жерихин, 1997)). Таким образом, фаза мобилизации в развитии мироедихинской биоты отличалась тем, что возраставшее по мере развития регрессии пространство среднеглубинной зоны заполнялось не транзитными межрегиональными формами, как это было на регенеративной стадии, а вновь появлявшимися эволюционными новациями.

Важно подчеркнуть, что изложенные построения находятся в полном соответствии с приобретающей сейчас все больше сторонников теорией свободного экологического пространства (Valentine, 1995). Согласно этой теории раннее и, видимо, кратковременное по геологическим меркам массовое возникновение основных планов строения многоклеточных организмов докембрия (а, возможно, и фанерозоя) было связано не только с крупными структурными перестройками геномов вероятных форм-предшественников, но и с существованием или периодическим формированием в бассейнах позднего протерозоя обширных свободных адаптивных зон. Наличие таких зон способствовало появлению многочисленных и резко различных эволюционных новаций, часть из которых обладала принципиальными преимуществами в конкуренции за биотически важные ресурсы среды. Как можно видеть, наши данные существенно конкретизируют эти взгляды.

Последняя из рассматриваемых фаз – фаза редукции, завершавшая генеративную стадию и всю мироедихинскую палеосукцессию в целом, отвечала еще более широкому развитию регрессии. На этой фазе (девятый и десятый уровни) со-

став "оптимальной" группировки быстро сокращался, а ее ареал деградировал и распадался на локальные местообитания, которые соответствовали защищенным участкам шельфа. Примечательно, что в ходе пространственного растяжения и последующей фрагментации ареала "оптимальной" группировки, которые сопровождали регрессию (фазы мобилизации и редукции), в этой группировке фиксируется воздействие, по меньшей мере, двух эволюционных факторов, трактуемых в терминах неодарвинизма как популяционные волны и изоляция (Тимофеев-Рессовский и др., 1977). В современных сообществах с действием названных факторов связаны существенные перестройки их количественного и таксономического состава и определенные изменения генетической структуры популяций (Майр, 1968). Эти неонтологические данные лишь подчеркивают возможную связь появления важных эволюционных новаций в мироедихинской и других микробиотах рифея с изменениями ареала "оптимальной" группировки (Вейс и др., 1998а, б).

Важно отметить еще одну существенную функцию фазы редукции, завершавшей генеративную стадию "онтогенеза" мироедихинской микробиоты. Эта функция заключалась в подготовке "оптимальной" группировки к кризисному этапу развития микробиоты при преобладании мелководных ландшафтов верхней сублиторали и литорали. Данная подготовка включала два сопряженных во времени процесса – формирование рефугиумов, возникавших на месте деградировавшего в ходе регрессии бассейна, и отток основной массы членов "оптимальной" и других группировок микробиоты, кроме мелководной, в обширную буферную систему одноименных зон всех взаимосвязанных докембрийских морских бассейнов. Эта скрытая (инфернальная) фаза или стадия, не оставившая ощутимых следов в ископаемом материале и потому не внесенная пока в предлагаемую модель, должна была существовать для того, чтобы обеспечить преемственность в развитии биоты протерозоя.

Авторы выражают глубокую признательность М.А. Семихатову за постоянное стимулирование наших исследований и М.Б. Бурзину за конструктивное критическое обсуждение статьи. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 95-05-64329.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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., Воробьева Н.Г. Микробиоты керпыльской серии сибирского гипостратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 41–58.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю. Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 97–129.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Преобразование фациально-экологической структуры древних биот во времени и стратиграфия рифея // Геология и геофизика. 1998а. Т. 39. № 1. С. 85–96.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 1. Состав и фациально-экологическое распределение органостенных микрофоссилий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998б. № 5. С. 15–38.

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Новые данные о составе и стратиграфическом значении верхнерифейской мироедихинской микробиоты (Туруханский район Сибири) // Докл. АН. 1998. Т. 358. № 6. С. 794–798.

Волкова Н.А. О фациальной приуроченности палеозойских акритарх // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 71–74.

Герман Т.Н. Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука, 1990. 52 с.

Жерихин В.В. Основные закономерности филоценогенетических процессов (на примере неморских сообществ мезозоя и кайнозоя). Автореф. дис... докт. биол. Наук. М.: ПИН РАН, 1997. 80 с.

Каландадзе Н.Н., Раутиан А.С. Юрский экологический кризис сообщества наземных тетрапод и эвристическая модель сопряженной эволюции и биоты // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 60–94.

Красилов В.А. Типы палеофлористических сукцессий и их причины // Палеонтол. журнал. 1969. № 3. С. 7–23.

Красилов В.А. Нерешенные проблемы теории эволюции. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 140 с.

Красилов В.А. Метаэкология. Закономерности эволюции природных и духовных систем. М.: ПИН РАН, 1997. 208 с.

Красилов В.А. Палеоэкология наземных растений. Владивосток: ДВНЦ, 1972. 332 с.

Майр Э. Зоологический вид и эволюция. М.: Мир, 1968. 375 с.

Мейен С.В. Основы палеоботаники. Справочное пособие. М.: Недра, 1987. 403 с.

Мейен С.В. Теоретические проблемы палеоботаники. М.: Наука, 1990. 287 с.

Петров П.Ю., Вейс А.Ф. Фациально-экологическая структура деревнинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 18–51.

Петров П.Ю., Семихатов М.А. Строение и условия формирования трансгрессивного верхнерифейского комплекса мироедихинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 1. С. 14–35.

Пономаренко А.Г., Дмитриев В.Ю. Эволюция разнообразия и устойчивость экосистем // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 54–59.

Ричардсон Дж.Б. Палинология фации и корреляция среднего палеозоя // Стратиграфическая секция С-01:

Докл. 27-го Междунар. геол. конгр. Т. 1. М.: Наука, 1984. С. 159–169.

Современная палеонтология. Методы, направления, проблемы, практическое приложение. М.: Недра, 1988. Т. 2. 383 с.

Сукачев В.Н. Растительные сообщества (введение в фитосоциологию). М.: Книга, 1928. 230 с.

Сукачев В.Н. Лесная биоценология и ее лесохозяйственное значение. М.: Наука, 1958. 221 с.

Сукачев В.Н. Основные понятия лесной биогеоценологии. Основы лесной биогеоценологии. М.: Наука, 1964. 574 с.

Тимофеев-Рессовский Н.В., Воронцов Н.Н., Яблоков А.В. Краткий очерк теории эволюции. М.: Наука, 1970. 270 с.

Экология. М.: Наука, 1986. 356 с.

Янкаускас Т.В., Михайлова Н.С., Герман Т.Н. и др. Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 190 с.

Burzin M.B. Late Vendian (Neoproterozoic III) microbial and algal communities of the Russian Platform: models of facies-dependent distribution, evolution and reflection of basin development // Riv. ital. Paleontol. e stratigr. 1996. V. 102. № 3. P. 307–316.

Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K. Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfiellet Formation, Spitsbergen // Fossil and Strata. 1994. № 15. 84 p.

Hofmann H.J. Precambrian microflora, Belcher, Island, Canada: significance and systematics // J. Paleontol. 1976. V. 50. P. 1040–1073.

Hofmann H.J., Jackson G.D. Shale-facies Microfossils from the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada // Paleontol. Soc. Mem. 37. 1994. V. 68. № 4. P. 1–40.

Knoll A.H. Microfossils from the Late Precambrian Draken Conglomerate, Ny Friesland, Svalbard // J. Paleontol. 1982. V. 56. № 3. P. 577–790.

Knoll A.H. Microbiotas of the Late Precambrian Hunnberg formation, Nordaust landet, Svalbard // J. Paleontol. 1984. V. 58. № 1. P. 131–162.

Knoll A.H., Golubic S. Anatomy and taphonomy of a Precambrian algal stromatolite // Precamb. Res. 979. V. 10. P. 115–151.

Knoll A.H., Sweet K., Mark J. Paleobiology of a Neoproterozoic tidial flat-lagoonal complex the Draken Conglomerate Formation, Spits-bergen // J. Paleontol. 1991. V. 65. № 4. P. 531–570.

Knoll A.H., Sergeev V.N. Taphonomic and evolutionary changes across the Mezoproterozoic–Neoproterozoic transition // N. Jb. Palaeontol., Abh. 1995. Bd. 195. Hf. 1–3. P. 289–302.

Oehler J.H. Microflora of the H.Y.C. Piritic Shale Member of the Barney Creek Formation (Mc Arthur Group), Middle Proterozoic of Northern Australia // Alcheringa. 1977. V. 1. P. 315–349.

Schopf J.W. (ed.). Earth's earliest biosphaere. Its origin and evolution. Princeton Univ. Press. Princeton. 1983. 543 p.

Schopf J.W., Klein C. (eds). The Proterozoic biosphere. Cambridge Univ. Press. Cambridge, 1992. 1348 p.

Valentine J.W. Why no new phyla after the Cambrian? Genome and ecospace hypotheses revisited // Palaios. 1995. V. 10. № 2. P. 190–194.

Vidal G., Knoll A.H. Proterozoic Plankton // Geol. Soc. Amer. Mem. 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. 160–211.

Zang Wenlong, Walter V.R. Late Proterozoic and Cambrian microfossils and biostratigraphy, Amadeus Basin, Central Australia // Mem. Assoc. Australas. Paleontols 12. 1992. P. 1–132.

Zang Wenlong, Walter M.R. Late Proterozoic and Early Cambrian microfossils and biostratigraphy, northern Anhui and Jiangsu, centraleastern China // Precambr. Res. 1994. V. 57. P. 243–323.

Рецензенты А.Ю. Розанов,
В.А. Красилов, М.А. Федонкин

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 1, с. 41–55

УДК 563.14:551.735/.736.3(470.55/.57)

РАДИОЛЯРИИ В ПОЛИФАЦИАЛЬНЫХ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

© 1999 г. Б. И. Чувашов*, Э. О. Амон*, М. Каридруа**, Ж.-Н. Пруст**

*Институт геологии и геохимии Уральского Отделения РАН, 620151 Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия

**Лилльский (Лилль, Фландрия) Технический университет, Департамент Наук о Земле-ЦНРС-1365. F-59665 Вильнев д'Аск, Франция

Поступила в редакцию 23.04.96 г., получена после доработки 10.07.97 г.

Рассмотрено стратиграфическое и фациальное распространение радиолярий в Предуральском краевом прогибе в интервале от гжельского яруса верхнего карбона до кунгурского яруса нижней перми, проанализирована взаимосвязь фаций и особенностей радиоляриевой фауны. Географически, меридиональные границы области распространения радиолярий почти совпадают с границами прогиба. В широтном отношении область охватывает южную часть прогиба и ограничена на севере примерно 57 параллелью современной северной широты. Предполагается существование на этой широте северного термоклина, служившего палеоклиматическим барьером распространению радиоляриевой биоты к северу.

Ключевые слова. **Верхний карбон, нижняя пермь, Урал, Предуральский краевой прогиб, фации, биостратиграфия, корреляция, радиолярии, палеоэкология.**

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

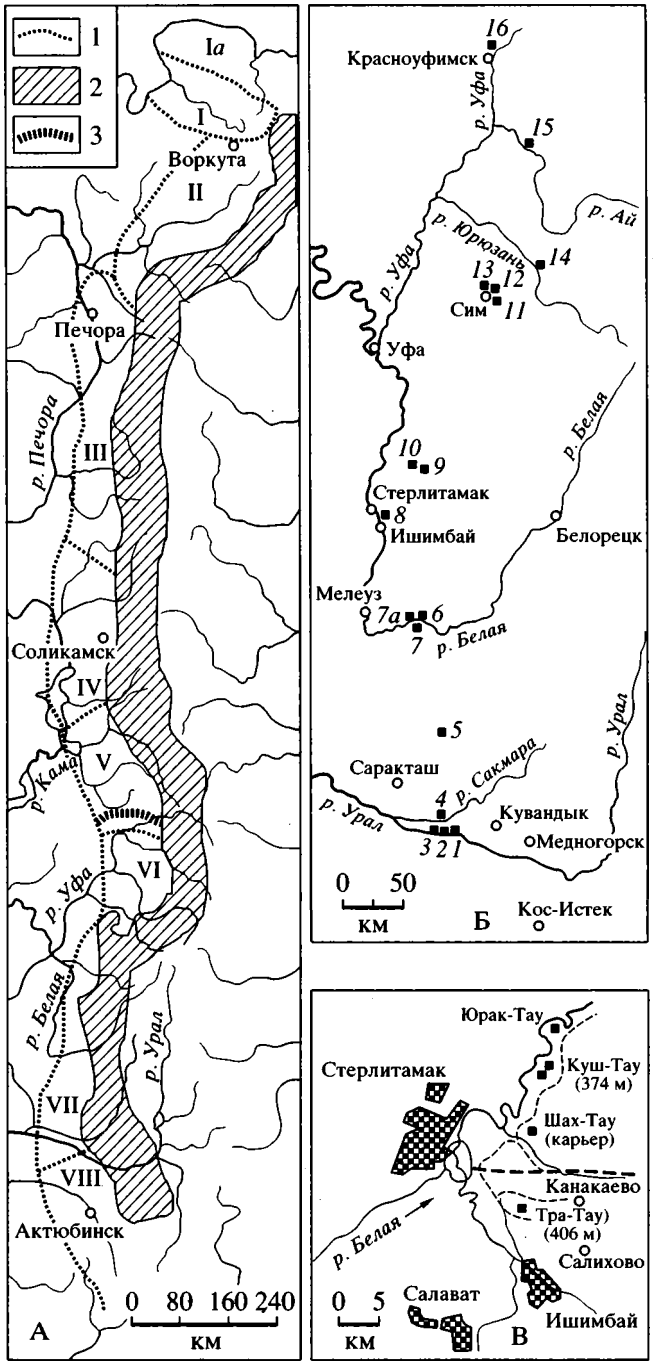
В составе верхнепалеозойских отложений (средний карбон–нижняя пермь) радиолярии распространены в границах Предуральского краевого прогиба (здесь и далее – ПП) – огромной тектонической структуры, прослеживаемой от Прикаспийской впадины до Новой Земли (рис. 1). ПП заложился практически одновременно на всей этой огромной территории в течение башкирского века и постепенно смещался на запад по мере роста Палеоурала. Большая часть ПП развивалась на базе карбонатной платформы визе – серпуховского возраста. Начиная с башкирского века, вследствие денудации складчато-надвигового комплекса горного сооружения, стал формироваться мощный терригенный клин, обращенный острием к западу. Он подстилался одновозрастным карбонатным клином, обращенным острием к востоку. В схематичной форме соотношение карбонатных и терригенных отложений отражено на рис. 2.

Разные части ПП развивались неодинаково: на одних его протяженных участках (Сылвинская, Юрюзано-Айская впадины, рис. 1) прогиб быстро смещался к западу, причем смещалась не только ось ПП, но и весь прогиб, так как его восточные части при этом вовлекались в складчато-надвиговые дислокации и сразу же подвергались денудации, что доказывается возрастом карбонатного валунно-галечного материала.

Другие участки ПП (Бельская и Актюбинская впадины, например), длительное время сохраняли почти неизменными свои границы, вследствие чего у западного борта ПП сформировались мощные (до 1200 м) органогенные постройки, а в осевой части накопилась относительно мощная пачка глинисто-кремнистых пород предфлишевой формации, обогащенная радиоляриями.

С востока на запад для среднего карбона–ранней перми намечается такой устойчиво выдерживающийся фациальный ряд (Chuvashov, 1993, 1995) (рис. 3, 5):

1. Существенно песчаниковые отложения с постоянным участием грубообломочных образований (гравелитов, валунно-галечных конгломератов); к данной фациальной зоне приурочены разнообразные органогенные постройки (здесь и далее – ОП). Здесь же существовал богатый и разнообразный комплекс организмов: мелкие фораминиферы, фузулиниды, кораллы, мшанки, брахиоподы, криноидеи, известковые водоросли и строматолиты. На краю этой мелководной зоны зарождались и сходили в глубь бассейна песчаные турбидные потоки. За описываемыми образованиями, с которыми часто связаны олистостромы, можно сохранить название *грубый флиш*. От длительности существования и ширины данной фациальной зоны зависела охаракте-



ризованность органическими остатками следующей к западу фациальной зоны.

2. Относительно широкая и более постоянно развитая, по отношению к предыдущей зоне, полоса *тонкого флиша* представлена равномерно чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность тех и других пород изменяется в небольших пределах – от 2–3 см до 1 м. Обычно преобладание в одних частях разреза то глинистых, то песчаных пород. Присутствуют известняково-мергельные и аргиллитово-кремнистые пачки.

В этих толщах обособляются два комплекса организмов – аллохтонный и автохтонный. Первый из них приурочен к основаниям наиболее мощных песчаниковых или гравийных прослоев с четкой градационной слоистостью. Органическими остатками обогащены не более одной четверти мощности таких слоевых базальных частей, обычно меньше, вплоть до незначительной (1–2 см толщиной) корочки. Наиболее частыми организмами здесь являются: мелкие фораминиферы и фузулиниды, мшанки, криноидеи, известковые водоросли; реже присутствуют аммоноидеи и наутилоидеи, фрагменты одиночных и колониальных кораллов, раковин брахиопод.

В аргиллитах, мергалях и пелитоморфных известняках, разделяющих турбидиты, присутствуют другие группы организмов: радиолярии, спикулы губок, мелкие одиночные кораллы, тонкораковинные, иногда беззамковые брахиоподы, пелециподы. Эти осадки часто полностью переработаны червями-илоедами. Глинистые и мергельные осадки были районами обитания аммоноидей и прямых наутилоидей, т.к. именно здесь можно встретить все стадии развития этих организмов – от эмбрионов до взрослых особей.

3. Далее к западу тонкий флиш замещается маломощной пачкой кремнистых аргиллитов, кремней, аргиллитов, мергелей с прослоями микритов и грейнстоунов, карбонатных брекчий. Сообщество организмов в этой фациальной зоне весьма сходно с таковым из межтурбидитовых пачек тонкого флиша. Замечено, что обогащенные спикулами прослои встречаются в основании этой пач-

Рис. 1. Схемы расположения палеотектонических структур и изученных разрезов.

А. Современная позиция Предуральского предгорного прогиба, границы прогиба и его частей (впадин).

1 – западная граница прогиба, 2 – породы, более древние чем пермские; 3 – северная граница области распространения радиолярий. Впадины прогиба: I – Каратаихинская, Ia – Карская, II – Косью-Роговская, III – Верхнепечорская, IV – Соликамская, V – Сылвинская, VI – Юрюзано-Айская, VII – Бельская с Симской мульдой, VIII – Актюбинская.

Б. Схема расположения разрезов.

1 – разрез Донское, *2* – разрез Никольский, *3* – разрез Верхнеозерный, *4* – разрез Кондуровка, *5* – разрез Шафеевка, *6* – разрез Сирять, *7* – разрез Нижнее Биккузино, *7а* – разрез Иштуганово, *8* – Стерлитамакские шиханы, *9* – разрез Усолка, *10* – разрез Тюлькас, *11* – разрез Сим в г. Сим, *12* – разрез Сим у станции Сим, *13* – разрез реки Биянки, *14* – разрез на реке Юрюзани, *15* – разрез Алегазово, *16* – разрез Александровское.

В. Схема расположения рифовых массивов в районе г. Стерлитамака.

ки, которую следует называть *предфлишевой формацией, предфлишем*. Радиолярии встречаются выше по разрезу, ближе к основанию флиша.

4. Предфлишевая формация может непосредственно контактировать с поясом органогенных построек, или эти две формации разделены относительно узкой зоной слоистых известняков, доломитов, карбонатных брекчий. Мощность этих пород в несколько раз уступает мощности органогенных построек, но близка к мощности предфлишевой формации. Рассматриваемый тип осадков можно назвать *предрифовой фацией*, которая очень слабо изучена по редким буровым скважинам, пройденным с неполным отбором керна. Радиолярии встречаются в предрифовых мергелях и пелитоморфных известняках.

5. Следующая фация – *фация рифов*. Наблюдается до 12 поясов разновозрастных органогенных построек, фиксирующих геоморфологическую и фациальную границу платформа–прогиб в течение позднего палеозоя (рис. 3); мощность и экологическая зрелость ОП целиком зависит от длительности стабильного положения этой границы. Радиолярии обычно не распространены в рифах и более западных фациях. Лишь при вклинивании глинистых или карбонатно-глинистых осадков в тело рифа, как результат некоторого смещения границы "платформа–прогиб", радиолярии встречаются в рифовых массивах со стороны их фронтальных частей.

Картина фациального распределения радиолярий у западного борта ПП может быть дополнена сведениями по Карачаганакскому месторождению севера Прикаспийской впадины (Афанасьева и др., 1986; Afanasieva, Zamilatskaya, 1993). Карачаганакский рифовый массив имеет форму атолла с внутренней лагуной, в которой накапливались временами тонкозернистые известняки с радиоляриями. Радиолярии встречаются также и в маломощных мергельно-глинистых осадках предрифовой зоны Карачаганака и в бассейновых фациях вдали от этого массива.

Как видно из этого краткого обзора, радиолярии приурочены к районам развития тонкозернистых глинистых, карбонатных и кремнистых илов. Радиолярии распространены во всех фациальных типах осадков, включая восточную мелководную зону грубого флиша и мелководные предрифовые и лагунные отложения.

Наблюдается определенная закономерность распространения радиолярий и в широтном отношении. Наиболее северные пункты с радиоляриями расположены в бассейне р. Уфы (рис. 2). Далее к северу радиолярии не были встречены при наших исследованиях, нет этих данных и у других геологов. Есть все основания полагать, опираясь на выявленные закономерности изменения состава всех групп организмов в раннепермском бассейне (Чувашов, 1991, Chuvashov, 1995) в направлении с юга на север, что приуроченность радиолярий к южной части ПП определяется климатическими условиями, в первую очередь, температурой воды, более низкой на севере.

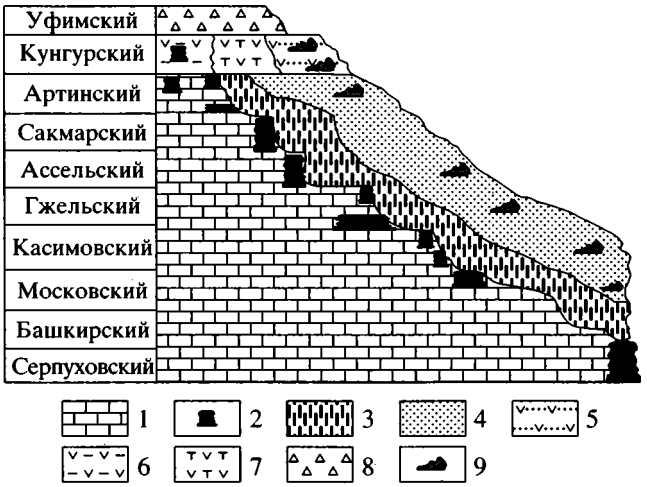


Рис. 2. Временные и структурные соотношения карбонатных и терригенных формаций в Предуральском прогибе.

1 – карбонатная формация, субформация слоистых карбонатов; 2 – карбонатная формация, субформация органогенных построек; 3 – предфлишевая формация; 4 – флишевая формация; 5 – эвапоритовая формация, терригенная мелководная субформация; 6 – эвапоритовая формация, глубоководная субформация; 7 – эвапоритовая формация, мелководная карбонатно-эвапоритовая субформация; 8 – молассовая назменая красноцветная формация; 9 – прибрежные органогенные постройки.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ФАЦИАЛЬНОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОЛЯРИЙ

К настоящему времени радиолярии установлены а разрезах на значительном (более 1000 км) расстоянии в южной части и на юге средней части ПП (рис. 1).

Опубликованы краткие сведения относительно наличия радиолярий в средне-верхнекаменноугольных и в нижнепермских карбонатно-терригенных отложениях бассейна р. Большой Ик, т.е. в районе к северу от р. Сакмары (Хворова, 1961), но систематический их состав до настоящего времени не изучен.

Исследованиями Б.Б. Назарова в междуречье рек Урала и Сакмары (самый юг территории) выявлена следующая стратиграфическая последовательность слоев с радиоляриями (Исакова, Назаров, 1986; Назаров, 1988, Nazarov, Ormiston, 1985).

1 – комплекс с Tormentum pervagatum установлен в слоях 14–27 разреза Никольский. Этот ин-

тервал соответствует нижней части зоны Daixina sokensis гжельского яруса (Руженцев, 1950; Давыдов, Попов, 1991).

Распространение радиолярий в пограничных отложениях карбона и перми изучено только в одном – Никольском разрезе, где нижняя граница перми проведена в подошве 41 слоя. Это достаточно близко к уровню разграничения карбона и перми в Унифицированной стратиграфической схеме пермской системы Урала (Чувашов и др., 1994).

2 – комплекс с Tormentum protei распространен в верхней части гжельского яруса разреза Никольский, в слоях 28–40. Большая часть этого интервала соответствует верхней части фузулинидовой зоны Daixina sokensis, но верхний – 40 слой – относится уже к зоне Daixina bosbytauensis (Давыдов, Попов, 1991).

3 – комплекс Latentifistula crux в том же разрезе встречен в слоях 41–44, что соответствует нижней части зоны Daixina bosbytauensis–Daixina robusta.

Совершенно неудовлетворительно изучены радиолярии ассельского яруса. Можно сказать, предварительные данные по этому вопросу имеются в работе Т.Н. Исаковой, Б.Б. Назарова (1986).

4 – комплекс радиолярий с Tormentidae условно распространен в границах зоны Pseudoschwagerina moelleri – Pseudofusulina fecunda.

5 – комплекс с Copycintra sp. предположительно характеризует шиханский горизонт ассельского яруса и нижнюю часть тастубского горизонта сакмарского яруса.

В отдельных разрезах Оренбургского Приуралья в отложениях зоны Sphaeroschwagerina sphaerica–P. firma встречается представительный комплекс радиолярий, который мы назвали комплексом с Tetragregnon vimineum–Copiellintra diploacantha. Стратотипом слоев с Tetragregnon vimineum – Copiellintra diploacantha является разрез Кондуровский, расположенный на правобережье р. Сакмары у ж/д станции Кондуровка, этот разрез является стратотипическим разрезом сакмарского яруса (Чувашов и др., 1991). Упомянутый комплекс радиолярий установлен в образцах, взятых в 2 м выше подошвы слоя 1 обнажения 2015, южная оконечность г. Нос хребта Карамурунтау.

Комплекс Tetragregnon vimineum–Copiellintra diploacantha имеет в своем составе следующие виды: Entactinia sp., E. cf. pycnoclada Naz. et Orm., Entactinosphaera sp., E. crassicalthrata Naz. et Orm., E. calthrata Naz., Tetracircinata reconda Naz. et Orm., Astoentactinia luxuria Naz. et Orm., Tetragregnon vimineum Amon et Braun, Helioentactinia biexosphaera Naz. et Orm., Copicyntra sp., C. cuspidata Naz. et Orm., C. phymatodonta Naz. et Orm., Copiellintra sp., C. diploacantha Naz. et Orm., Polyentactinia sp. (sp. nov), Tormentum sp., T. circumfusum Naz. et Orm. Характерной особенностью комплекса является преобладание крупных сферических форм Helioentactinia biexosphaera Naz. et Orm. (до 80% комплекса). По некоторым косвенным признакам можно выдвинуть предположение, что комплекс Copicyntra sp. является фациальным аналогом комплекса Tetragregnon vimineum – Copiellintra diploacantha, первый распространен в более мелководных отложениях, второй – в более глубоководных. Таксономический состав первого комплекса является сокращенным вариантом второго. Совместно с радиоляриями рассматриваемого комплекса установлены конодонты (в одних образцах), являющиеся, по заключению В.В. Черных, конодонтами зоны Mesogondolella pseudostriata. Комплекс прослежен в отдельных разрезах Оренбургского Приуралья.

6 – радиоляриевый комплекс верхней части сарабильской свиты стратотипического разреза сакмарского яруса (фузулинидовая зона Pseudofusulina verneuili – Чувашов и др., 1991) изучен Х. Коцуром (Kozur, 1981). Здесь установлены два новых рода. Общий список форм из стратотипа сарабильской свиты следующий: Parafollicuculus sakmarensis Kozur, P.(?) nazarovi Kozur, Spinodeflandrella tetraspinosa Kozur, Holdsworthella permica Kozur, H. perforata Kozur. Этот список можно дополнить радиоляриями сарабильской свиты из разреза у станицы Верхнеозерной, откуда Х. Коцур (Kozur, 1980) описал два новых вида рода Nazarovispongus: N. pavlovi Kozur, N. permicus Kozur. Б.Б. Назаров и А. Ормистон (Nazarov, Ormiston, 1985) добавили к этому списку из того же разреза: Entactinia pycnoclada Naz. et Orm., Helioentactinia sp., Haplodiacanthus cf. rombothoracata (Ishiga et Imoto).

7 – следующий уровень, охарактеризованный радиоляриями, поринадлежит малоикской свите стерлитамакского горизонта сакмарского яруса. Здесь по данным Б.Б. Назарова (Исакова, Назаров, 1986) присутствуют: Latentifistula triacantophora Naz. et Orm., Tormentum circumfusum Naz. et Orm. В верхней части стерлитамакского горизонта – кондуровской свите – имеются радиолярии (Nazarov, Ormiston, 1985): Ruzhencevispongus(?) plumatus Naz. et Orm., Copiellinta diplocantha Naz. et Orm., Latentifustula valdeinepta Naz. et Orm. Комплексы радиолярий малоикской и кондуровской свит в сумме отвечают фузулинидовой зоне Pseudofusulina urdalensis.

8 – богатый по видовому составу комплекс радиолярий Entactinosphaera crassiclathrata – Quinqueremis arundinea приурочен к актастинской свите артинского яруса, которая сопоставляется с бурцевским и иргинским горизонтами артинского яруса. Б.Б. Назаров и А. Ормистон (Nazarov, Ormiston, 1985; Назаров, 1988) приводят из актастинской свиты разреза у пос. Донского следующий

список радиолярий зоны Entactinosphaera crassiclathrata – Quinqueremis arundinea: Entactinosphaera crassiclathrata Naz. et Orm., E. strangulata Naz. et Orm., Ruzhencevispongus cataphractus Naz. et Orm., R. retiporosus Naz. et Orm., R. partilaminatus Naz. et Orm., R.(?) eacumenireticulatus Naz. et Orm., R.(?) eamarginatus Naz. et Orm., R.(?) promiscus Naz. et Orm., Latentifistula neotenica Naz. et Orm., Quinqueremis arundinea Naz. et Orm., Quadriremis gliptoacus Naz. et Orm., Tetratormentum narthecium Naz. et Orm., Rectotormentum fornicatum Naz. et Orm., Albaillella apporecta Naz. et Orm., Haplodiacanthus sp., Astroentactinia luxuria Naz. et Orm., Polyentactinia fiscina Naz. et Orm., P. fragilis Naz. et Orm., P. affirmata Naz. et Orm., P. applanata Naz. et Orm.

Байгенджинский подъярус (саргинский и саранинский горизонты) артинского яруса на р. Актасты (Nazarov, Ormiston, 1985) охарактеризован следующими радиоляриями: Polyentactinia lautitia Naz. et Orm., Copicyntra phymatodonta Naz. et Orm., C. cuspidata Naz. et Orm.

Довольно интересное с позиций палеоэкологии местонахождение радиолярий приурочено к шафеевской свите верхней части саргинского горизонта артинского яруса. На р. Шафеевке, в бассейне р. Сюрени имеется следующий разрез (Чувашов и др., 1990):

1 – нижняя часть саргинского горизонта артинского яруса представлена здесь мощной толщей байгенджинских валунно-галечных конгломератов с линзами и пачками гравелитов и гравийных песчаников;

2 – залегающая выше шафеевская свита представлена тубифитесово-строматолитовыми биогермами, между которыми развиты красновато-бурые мергели, также включающие иногда линзовидные прослои строматолитов. Шафеевские мергели, представляющие собой межрифовые образования, очень богаты органическими остатками. На многих уровнях встречаются прослои со спикулами губок, с брахиоподами, аммоноидеями, наутилоидеями, конодонтами и реже радиоляриями зоны Polyentactinia lautitia (последние две группы фоссилий только в верхнеартинской части разреза свиты). Скелеты радиолярий недостаточной сохранности, часто перекристаллизованы, замещены кальцитом. Комплекс представлен преимущественно крупными сферическими формами. Названные биогермные постройки формировались очень близко к береговой зоне, и, следовательно, этот ориктокомплекс радиолярий относится к прибрежному мелководному типу.

В бассейне р. Белой изучены несколько разрезов с многочисленными радиоляриевыми уровнями. В обобщенной форме разрез каменноугольно-пермских отложений на правом берегу реки между хут, Кузнецовским и д. Сыртланово представляет последовательность следующих породных ассоциаций (разрез "Сирять" в работе Чувашов и др., 1990):

1. Башкирский ярус. Мелководные башкирские известняки и доломиты с многочисленными конкрециями кремней с богатой и разнообразной фауной фузулинид, кораллов (ругоз, табулят), брахиопод, криноидей. Есть известковые водоросли, радиолярии не обнаружены. Мощность верхнебашкирского подъяруса составляет здесь 76 м.

2. Московский ярус, нижнемосковский подъярус. В нижней части слоистые и тонкослоистые тонкозернистые и пелитоморфные известняки, неравномерно доломитизированные с многочисленными линзовидными прослоями и конкрециями кремней; эта пачка содержит прослои грейнстоунов с фузулинидами, мшанками, криноидеями; кораллы, брахиоподы и криноидеи встречаются по всему интервалу, радиолярии не обнаружены. Верхняя часть подъяруса (15 м мощностью) представлена стально-серыми слоистыми пелитоморфными известняками с многочисленными линзовидными прослоями кремней; органические остатки здесь представлены редкими фораминиферами, на некоторых уровнях в массе встречаются членики криноидей. Отчетливо прослеживается снижение разнообразия фауны в верх по разрезу, что объясняется постепенным углублением бассейна. Мощность нижнемосковского подъяруса – 38 м.

3. Верхнемосковский подъярус; верхний карбон; ассельский ярус – тастубский горизонт сакмарского яруса. Эта охватывающая большой стратиграфический интервал маломощная пачка относится к предфлишевой формации; ее накопление характеризует момент начала колонизации бассейна радиоляриями. Предфлишевая формация представлена темно-серыми аргиллитами, плитчатыми мергелями, пелитоморфными известняками и доломитами, в нижней половине пачки обычны кремни. Значительная часть разреза содержит прослои и желваки фосфоритов. Органические остатки представлены радиоляриями, мелкими тонкораковинными брахиоподами, гастроподами, аммоноидеями, чешуей и костями рыб, следами жизнедеятельности червей. Радиолярии встречаются в пелитоморфных известняках и доломитах, в конкрециях фосфоритов. Мощность 28 м.

4. Стерлитамакский горизонт сакмарского яруса представлен преимущественно песчаниками, чередующимися с прослоями алевролитов и аргиллитов; есть слои (до 0.7 м) грейнстоунов с четко выраженной градационной слоистостью. Этим породам подчинены пачки чередования аргиллитов и песчаников с резким преобладанием глинистых пород. Аргиллиты содержат прослои пелитоморфных известняков и мергелей; многие

из них с наблюдаемыми визуально раковинками радиолярий, образующими комплекс зоны Entactinia pycnoclada – Tormentum circumfusum. Мощность 151 м.

5. Бурцевский, иргинский горизонты, нижняя част саргинского горизонта. Эти отложения, выделяемые как актастинская свита, представлены чередованием песчаников и аргиллитов; слои песчаников с четкой градационной слоистостью часто содержат в основании многочисленные переотложенные из мелководной зоны фузулиниды, мшанки, криноидеи, водоросли. В отдельных интервалах разреза преобладают глинистые породы с многочисленными прослоями пелитоморфных известняков, пачками мергелей. Редкие радиолярии в сообществе с аммоноидеями и пелециподами, как правило, присутствуют в известняках и мергелях. Радиолярии образуют последовательно сменяющие друг друга комплекс Rectotormentum fornicatum, Entactinosphaera crassiclathrata–Quinqueremis arundinea, Teracircinata reconda. Мощность 1153 м.

6. Саргинский горизонт (верхняя часть) представлен преимущественно массивными толстослоистыми, иногда гравийными песчаниками с примесью мелкогалечного материала. Песчаниковые слои разделены прослоями аргиллита и алевролита иногда с крупными конкрециями глинистого известняка с аммоноидеями; радиолярий в этой толще не обнаружено. Видимая мощность 90 м.

Нижняя часть этой последовательности выступает на левом берегу р. Белой в обнажениях и карьере на горе Бала-Тау в 2 км южнее описанного правобережного разреза. После 10 метров закрытого интервала выше верхнебашкирских известняков на г. Бала-Тау залегают:

1 – серые и темно-серые, слоистые (5–15 см) пелитоморфные, участками доломитизированные известняки с многочисленными желваками кремня; осадка сильно переработаны червями-илоедами, радиолярии не обнаружены. Мощность 8.7 м.

2 – переслаивание серых тонкозернистых доломитов и зеленовато-серых аргиллитов с доломитизированными мергелями; есть линзовидные прослои кремней; все осадки сильно переработаны червями. Многочисленные перекристаллизованные скелеты радиолярий встречаются в мергелях и кремнях, систематический состав их не изучен. Мощность 3 м.

3 – выше по разрезу эта пачка обогащена прослоями туфов, всего здесь насчитывается 9 прослоев этих пород мощностью от 1–2 до 15 см. В двух образцах (L22BA и L25BA) М. Каридруа определил радиолярии: Pseudoalbaillella elegans Ishiga et Imoto, Pseudoalbaillella sp. 1 Caridroit, 1986; Nazarovella gracilis De Wever et Caridroit, Latentifistula aff. triacantophora Nazarov et Ormiston, Tormentum aff. circumfusum Nazarov et Ormiston, Latentibifistula sp., Quinqueremis sp., Entactinia sp. Мощность 4.2 м.

Приведенный комплекс радиолярий позволяет считать слои 2–3 гжельско-раннеассельскими. Этому не противоречит наличие палеонтологически доказанных, на основании фузулинид, верхнеассельских карбонатно-терригенных образований в 42 метрах (по мощности) выше по разрезу.

Таким образом, процесс активного заселения радиоляриями биотопов предфлишевой и флишевой формации в районе бассейна р. Белой (разрезы Сирять и Бала-Тау) начался в позднемосковское время и завершился в артинском веке. Многие данные, полученные по другим группам фоссилий, в совокупности с данными радиоляриевого анализа склоняют нас к заключению, что распространение радиолярий происходило вслед за закономерным углублением бассейна при массированном вторжении теплых Тетических вод на данную территорию. На этом фоне вспышки в развитии радиолярий могли быть связаны с моментом повышения вулканической активности (пачка с туфами в разрезе Бала-Тау).

Для понимания особенностей расселения радиолярий очень интересны факты их распространения в районе развития крупных рифовых массивов у г. Стерлитамака (рис. 2, 3). Рифообразование в этой группе рифов прекратилось на разных уровнях: в восточных массивах (Тра-Тау) – в середине ассельского века, в более западных – в начале артинского века. В результате эрозии образовался сложный рельеф с амплитудой в несколько сот метров. Затем произошло относительно быстрое погружение массивов, и на их неровной поверхности сформировался резко неодинаковый по мощности плащ мергельно-глинистых осадков. При этом, в зависимости от глубины, откладывались разные по типу породы. Красноцветными мелководными кремнистыми мергелями с массовыми спикулами губок перекрыты ассельские рифовые породы Тра-Тау, стерлитамакские и раннеартинские рифовые известняки массива Юрак-Тау. В то же время в теле этого рифа имеются многочисленные прослои серого радиоляриевого микрита (рис. 3), которые отражают моменты кратковременного быстрого погружения массива, приостановки нормального процесса рифообразования, вторжения пелагических вод, обогащенных типично морским планктоном. Систематический состав комплекса радиолярий пока не изучен.

В карьере массива Шах-Тау (рис. 3) на верхнем его уступе на неровной поверхности стерлитамакских рифовых известняков залегают темно-серые и коричневато-серые аргиллиты и мергели с тонкими прослоями марганца; некоторые мергельные прослои переполнены раковинами радиолярий. Систематический их состав к настоящему времени пока не изучен. Эти данные показывают, что появление радиолярий происходит только при достижении тем или иным участком

бассейна определенной глубины, причем при погружении первыми поселенцами часто являются губки. Совместно с радиоляриями нередко встречаются и аммониты.

Радиоляриями относительно полно охарактеризован разрез раннепермских маломощных депрессионных отложений у пос. Красноусольского (рис. 4). Здесь составлены два взаимно дополняющие один другой разреза: по р. Усолке и р. Тюлькас (Чувашов и др., 1983; 1990). Естественные обнажения в долинах этих рек удачно дополняются карьерами и дорожными выемками. Приведем краткое описание сводного разреза (снизу вверх):

1 – в основании глинисто-кремнисто-мергельной толщи (предфлишевой формации) на р. Усолке и р. Тюлькасе залегают известняки и доломиты верхнемосковского подъяруса, т.е. этот разрез расположен западнее описанной выше последовательности на р. Белой между хут. Кузнецовским и д. Сирять.

2 – мячковский горизонт московского яруса – касимовский ярус верхнего карбона. В нижней части распространены преимущественно темно-серые и черные аргиллиты с прослоями кремнистых аргиллитов и пелитоморфных сильно окремнелых известняков. В верхней половине слоя преобладают пелитоморфные окремнелые известняки и темно-серые доломиты, чередующиеся с аргиллитами и доломитовыми мергелями. Органические остатки представлены мелкими фораминиферами и фузулинидами (в тонких линзочках детритового материала в наиболее мощных прослоях известняков), радиоляриями (в кремнях и мергелях), спикулами губок (в окремнелых известняках), одиночными кораллами, мелкими брахиоподами. Мощность до 13 м.

3 – гжельский ярус верхнего карбона. Основная часть яруса представлена темно-серыми тонкослоистыми аргиллитами с маломощными прослоями коричневатого мелкозернистого доломита и доломитового мергеля, пелитоморфного известняка. В аргиллитах довольно обычны мелкие (2–10 см) фосфоритовые и крупные (до 25 см длиной) карбонатные конкреции. В средней части яруса есть горизонт оползших карбонатных глыб с многочисленными фузулинидами, кораллами, брахиоподами. В доломитах и доломитовых мергелях на многих уровнях встречены радиолярии, спикулы губок, мелкие, в том числе беззамковые, брахиоподы, пелециподы, наутилоидеи, трилобиты, конодонты, чешуя рыб. Мощность 15 м.

4 – ассельский ярус нижней перми, холодноложский горизонт. Горизонт представлен в нижней части преимущественно коричневато-серыми плитчатыми аргиллитами, в которых с интервалом 0.5–1 м повторяются прослои доломита или пелитоморфного известняка. Довольно распространены в аргиллитах конкреции фосфоритов. В верхней половине горизонта соотношение пород меняется – начинают преобладать пелитоморфные темно-серые известняки, мощность прослоев аргиллитов снижается. Органические остатки представлены радиоляриями (в доломитах, мергелях и фосфоритах), спикулами губок (в известняках), кораллами, беззамковыми и мелкими замковыми брахиоподами, аммоноидеями, наутилоидеями, косточками и чешуей рыб, конодонтами. Мощность горизонта 22 м.

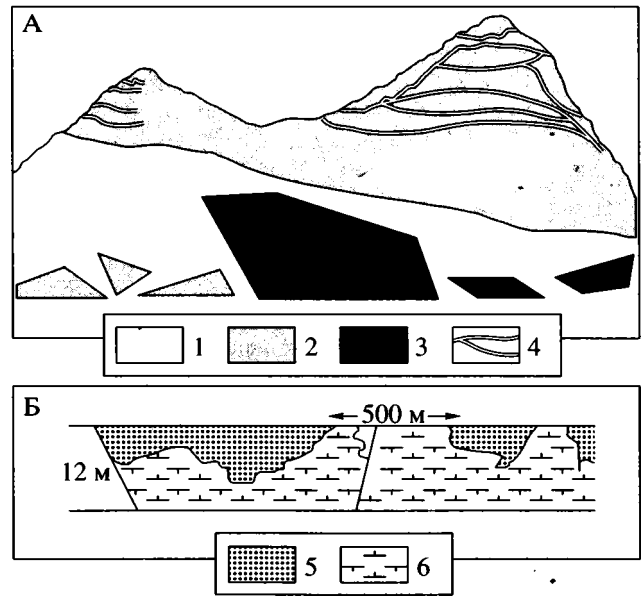


Рис. 3. Прослои микритов с радиоляриями в карбонатах рифового массива Юрак-Тау (А) и схема строения контакта артинских глинисто-мергельных отложений и сакмарских рифовых карбонатов в разрезе Шах-Тау (Б).

А – разрез Юрак-Тау: 1 – участки закрытые осыпями, 2 – рифовые известняки, 3 – слоистые известняки, 4 – слои с радиоляриями. Б – разрез Шах-Тау: 5 – артинские глинисто-мергельные породы, 6 – сакмарские рифовые карбонатные породы.

В верхней части горизонта М. Каридруа определил из двух близко расположенных образцов радиолярии: Pseudoalbaillella bulbosa Ishiga, P. nodosa Ishiga, P. U-forma Holdsworth et Johns (1980), другие Albaillellidae, Latentifistulidae, Entactinidae.

5 – ассельский ярус, шиханский горизонт представлен преимущественно стально-серыми пелитоморфными известняками. Наиболее мощные прослои содержат в основании детритовый материал, представленный мелкими фораминиферами, фузулинидами, детритом мшанок и брахиопод, водорослями. Есть мелкообломочные карбонатные брекчии, известняки разделяются прослоями. Мощность горизонта 14 м.

6 – сакмарский ярус, тастубский горизонт слагается преимущественно коричневато-серыми, часто микрослоистыми, плитчатыми мергелями, которые содержат прослои стально-серого пелитоморфного известняка. В верхней части горизонта есть известняки с градационной слоитос-

Рис. 4. Схема строения разреза верхнепалеозойских отложений Карсноусольского района.

1 – песчаники; 2 – *а* – гипсы, *б* – ангидриты; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – мергели и глинистые известняки; 6 – известняки; 7 – желваки кремней; 8 – конгломераты; 9 – загипсованность пород; 10 – доломиты. Стрелками отмечены уровни с радиоляриями. Вне масштаба.

тью, содержащие в основании фузулиниды, мшанки, криноидеи. В мергелях встречаются многочисленные перекристаллизованные, замещенные кальцитом скелеты радиолярий. Мощность горизонта 10 м.

7 – сакмарский ярус, стерлитамакский горизонт также слагается преимущественно коричневато-серыми плитчатыми часто микрослоистыми мергелями, среди которых на разных интервалах расположены прослои стально-серого пелитоморфного известняка (микрита). Многие прослои мергелей можно назвать радиоляритами; на некоторых уровнях в мергелях присутствуют и пелециподовые ракушняки. Многочисленные раковины радиолярий обычно сильно перекристаллизованы и кальцитизированы. Неполная, вследствие нарушения, мощность горизонта 38 м.

Артинские отложения описываются по р. Тюлькас.

8 – артинский ярус, бурцевский горизонт. В основании горизонта залегает карбонатная брекчия, сложенная внизу угловатыми обломками, реже валунами и крупными гальками пелитоморфных и детритовых известняков, вверх по слою брекчия постепенно переходит в пелитоморфный плитчатый известняк. В заполняющей массе брекчии есть многочисленные фузулиниды; из пелитоморфных известняков определены конодонты. Мощность 1.5 м.

Основную часть слоя составляет мощная толща зеленовато и желтовато-серых плитчатых мергелей с редкими прослоями таких же по окраске аргиллитов и глинистых алевролитов. По всему слою с интервалом 0.8–2 м залегают линзы, линзовидные прослои и слои пелитоморфного известняка мощностью 5–15 см. В наиболее мощных из них в основании обособляется детритовая часть (1–5 см мощностью) с фузулинидами, мшанками, криноидеями. Многие прослои пелитоморфного известняка содержат многочисленные радиолярии, среди которых Э.О. Амоном определены виды зоны Entactinosphaera crassiclathrata – Quinqueremis arundinea: Entactinia densissima Naz. et Orm., Entactinosphaera crassiclathrata Naz. et Orm., E. strangulata Naz. et Orm., Astroentactinia luxuria Naz. et Orm., Helioentactinia biexosphaera Naz., Copicyntra cuspidata Naz. et Orm., C. phymatodonta Naz. et Orm., Copiellintra sp., Tetracircinata reconda Naz. et Orm., Ruzhencevispongus cataphractus Naz. et Orm., R. retiporosus Naz. et Orm., Latentifistula neotenica Naz. et Orm., Quinqueremis arundinea Naz. et Orm., Quadriremis gliptoacus Naz. et Orm., Tetratormentum narthecium Naz. et Orm., Rectotormentum fornicatum Naz. et Orm., Albaillella apporecta Naz. et Orm., Haplodiacanthus sp., H. anfractus Naz. et Rud., Polyentactinia fiscina Naz. et Orm., P. aranaeosa Naz. et Orm. Мощность горизонта около 75 м.

9 – артинский ярус, иргинский горизонт. Основную (фоновую) часть разреза составляют зеленовато-серые аргиллиты, алевритистые аргиллиты,

мергели с тонкими прослоями пелитоморфных известняков; здесь встречаются радиолярии (мергели, известняки), тонкораковинные мелкие брахиоподы, пелециподы (аргиллиты, мергели). Среди этих пород с интервалом в 1–10 м, более часто в верхней части горизонта, заключены прослои фузулинидово-криноидно-мшанковых грейнстоунов мощностью от 20 см (в основании горизонта) до 1 м – в его кровле. Мощность горизонта 130 м.

10 – в залегающих выше существенно песчаниковых образованиях с прослоями гравелитов и конгломератов, относящихся к саргинскому и саранинскому горизонтам, радиолярии не обнаружены.

В районе г. Сим изучены несколько разрезов среднего карбона–нижней перми со следующей последовательностью слоев (снизу, по Чувашову и др., 1990):

Колослейкинская свита – верхняя часть башкирского яруса, московский ярус, верхний карбон, нижняя часть холодноложского горизонта ассельского яруса. Свита залегает на известняках средней части верхнебашкирского подъяруса и представлена темно-серыми кремнистыми аргиллитами, кремнями с прослоями мергелей, серых пелитоморфных, реже детритовых известняков. Органические остатки представлены радиоляриями, мелкими тонкостворчатыми брахиоподами, пелециподами, аммоноидями, гастроподами, чешуями и костными остатками рыб, конодонтами. Мощность до 50 м.

Этот разрез относится к конденсированному типу и при небольшой мощности заключает огромный стратиграфический интервал, что доказано наличием башкирских конодонтов в основании разреза, прослоев детритовых известняков с московскими фузулинидами – в средней части, позднекаменноугольных конодонтов, аммоноидей и фузулинид – в верхней части пачки (Чувашов и др., 1990). В формационном отношении свита относится к предфлишевой формации.

Доменногорская свита – верхняя часть (фузулинидовые зоны Sphaeroschwagerina–Pseudofusulina fecunda; Sphaeroschwagerina sphaerica–Pseudofusulina firma) ассельского яруса; нижняя часть (зона Pseudofusulina moelleri) тастубского горизонта сакмарского яруса. Свита слагается мощной толщей переслаивающихся аргиллитов, мергелей, глинистых пелитоморфных известняков, среди которых, с интервалами 3–10 м, встречаются слои (мощностью 0.4–3 м) градационных мелкообломочных карбонатно-кремнистых брекчий, гравелитов или песчаников; в южном разрезе у г. Сима имеются несколько горизонтов глыбовых карбонатных брекчий, у железнодорожной станции Симской больше распространены известняковые валунно-галечные конгломераты. В градационных гравелитах и песчаниках встречается разнообразная мелководная фауна: фузулиниды, одиночные и обломки колониальных кораллов, брахиоподы, мшанки, криноидей, известковые водоросли. В разделяющих градационные слои мергелях, аргиллитах и микритах встречаются радиолярии, спикулы губок, наутилоидеи и аммоноидеи, остатки рыб. Мощность свиты до 500 м. Этой свитой заканчивается здесь предфлишевая формация.

Правобережная свита – верхняя часть тастубского горизонта (фузулинидовая зона Pseudofusulina verneuili) и стерлитамакский горизонт сакмарского яруса. Свита слагается преимущественно чередующимися полимиктовыми песчаниками и гравелитами, с одной стороны, аргиллитами и алевролитами, с другой; мощность и частота песчаниковых прослоев возрастает вверх по разрезу, достигая в редких случаях 0.7–1 м. Песчаники обладают четкой градационной слоистостью; нижние, наиболее грубозернистые части их, обогащены иногда фузулинидами, криноидеями, мшанками. Прослои и пачки мергелей содержат радиолярии, аммоноидеи и наутилоидеи, иногда брахиоподы; радиолярии и цефалоподы встречаются также в карбонатных конкрециях и прослоях микрита. Тастубская часть разреза содержит радиолярии зоны Helioentactinia ikka–Haplodiacanthus perforatus: Entactinia dolichoacus Naz., Entactinosphaera aenigma Naz., Astroentactinia insecta Naz., Helioentactinia ikka Naz., Copicyntra aciloxa Naz., Tetragregnon sphaericus Naz., Latentifistula torulosa Naz., L. crux Naz. et Orm., Latentibifistula sp., Tormentum aequilateralis Naz., Tetratormentum crateris Naz., Albaillella permica (Kozur), Haplodiacanthus sp., H. perforatus (Kozur) и др. (всего 40 таксонов). Стерлитамакская часть разреза свиты содержит радиолярии зоны Entactinia pycnoclada–Tormentum circumfusum: Entactinia pycnoclada Naz. et Orm., Entactinosphaera strangulata Naz. et Orm., Helioentactinia biexosphaera Naz., Latentifistula valdeinepta Naz. et Orm., Latentibifistula triacanthophora Naz. et Orm., Polyfistula longiquitas Naz. et Orm., Ruzhencevispongus plumatus Naz. et Orm., R. uralicus Kozur, Tormentum circumfusum Naz. et Orm., Haplodiacanthus sakmaricus (Kozur), Camptoalatus sp. и др. (всего 36 таксонов) (Амон, Чувашов, 1992). С подошвы этой свиты начинается флишевая формация – тонкий флиш. Мощность свиты до 450 м.

Верхний член разреза – шелывагинская свита, состоящая из бурцевского и иргинского горизонтов артинского яруса, слагается песчаниками с прослоями мергелей в нижней части (бурцевский горизонт) и чередующимися пачками конгломератов и песчаников в верхней части (ингирский горизонт). Конгломератовой части разреза подчинены мощные (до 40 м) пачки тонкослоистых, плитчатых губковых мергелей. Многочисленные радиолярии встречены в тонких прослоях и линзах микрита бурцевского горизонта, в той части разреза шелывагинской свиты, которая соответствует отложениям фузулинидовой зоны Pseudofusulina concavutas–Pseudofusulina pedissequa

(Амон, Чувашов, 1992; Amon et al., 1990). Они образуют комплекс зоны Entactinosphaera crassiclathrata–Quinqueremis arundinea: Entactinia densissima Naz. et Orm., E. spinifera Amon et Braun, E. faceta Amon et Braun, Entactinosphaera crassiclathrata Naz. et Orm., E. strangulata Naz. et Orm., E. calthrata Naz., Astroentactinia luxuria Naz. et Orm., Spongentactinia simensis Amon et Braun, Spongentactinia rigida Amon et Braun, Helioentactinia biexosphaera Naz., Copicyntra cuspidata Naz. et Orm., C. phymatodonta Naz. et Orm., Copiellintra sp., Tetracircinata reconda Naz. et Orm., Ruzhencevispongus cataphractus Naz. et Orm., R. retiporosus Naz. et Orm., R. apertus Amon et Braun, Latentifistula neotenica Naz. et Orm., Quinqueremis arundinea Naz. et Orm., Quadriremis gliptoacus Naz. et Orm., Tetratormentum narthecium Naz. et Orm., Rectotermentum fornicatum Naz. et Orm., Albaiellella apporecta Naz. et Orm., Haplodiacanthus sp., H. anfractus Naz. et Rud., Polyentactinia fiscinia Naz. et Orm., P. aranaeosa Naz. et Orm. и др. (всего 50 таксонов).

Более высокий в сратиграфическом отношении комплекс радиолярий выявлен в северной части Симской мульды в 15 км севернее г. Сима. Здесь в одной из скважин профиля, пробуренного Южноуральским государственным геологическим предприятием, встречены немногочисленные радиолярии хорошей сохранности в иргинском интервале шелывагинской свиты. Э.О. Амоном отсюда выделен и определен комплекс радиолярий зоны Tetracircinata reconda, включающий следующие виды: Entactinia pycnoclada Naz. et Orm., E. faceta Amon et Braun, Entactinosphaera calthrata Naz., Pluristratoentactinia sp., Astroentactinia luxuria Naz. et Orm., A. inscita Naz., Helioentactinia biexosphaera Naz., Spongentactinia sp., Copicyntra sp., C. phymatodonta Naz. et Orm., Tetragregnon vimineum Amon et Braun, Tetracircinata reconda Naz. et Orm., Ruzhencevispongus cataphractus Naz. et Orm., Polyentactinia fiscina Naz. et Orm. Этот комплекс сопровождается конодонтами и фузулинидами иргинского горизонта артинского яруса (зоны Neostreptognathodus ex gr. pequopensis и Pseudofusulina juresanensis–Parafusulina lutugini).

На р. Юрюзани (Чувашов и др., 1990) радиолярии установлены в разрезе верхнего палеозоя, начиная с тастубского горизонта сакмарского яруса. Содержащая радиолярии часть разреза имеет следующий состав:

шариповская свита – тастубский и стерлитамакский горизонты сакмарского яруса, фузулинидовые зоны Pseudofusulina moelleri и P. urdalensis (нижняя и средняя части зоны). Свита слагается равномерным чередованием аргиллитов и алевролитов с одной стороны, песчаников – с другой. В нижней части есть пакеты с преобладанием аргиллитов, в которых встречаются многочисленные конкреции, прослои и линзы пелитоморфных известняков. Карбонатные прослои и конкреции иногда содержат радиолярии. Мощность свиты до 800 м, из них к стерлитамакской части относятся в разных разрезах 200–250 м.

урдалинская свита (верхняя часть зоны P. urdalensis) – слагается пачкой пелитоморфных часто спонгиевых известняков с редкими прослоями детритовых известняков, мергелей и аргиллитов. Мощность до 75 м.

бальзякская свита; бурцевский горизонт артинского яруса, фузулинидовая зона Pseudofusulina concavutas–Pseudorusulina pedissequa. Свита слагается в нижней части преимущественно аргиллитами и мергелями с прослоями и конкрециями пелитоморфных известняков, часто переполненных радиоляриями. По всему разрезу свиты встречаются тонкие прослои песчаника. Верхняя часть свиты содержит пачки (до 7.5 м мощностью) плитчатых губковых, брахиоподовых и фузулинидовых мергелей. Мощность свиты – 140–170 м.

В нижней части бальзякской свиты (разрез у д. Мусатово на р. Юрюзани) Э.О. Амоном определены радиолярии зоны Entactinosphaera crassiclathrata–Quinquerenis arundinea: Entactinia sp., E. densissima Naz. et Orm., Entactinosphaera sp., Ent. crassiclathrata Naz. et Orm., Astroentactinia luxuria Naz. et Orm., Helioentactinia biexosphaera Naz., Copicyntra spp., C. cuspidata Naz. et Orm., C. phymatodonta Naz. et Orm., Copiellintra diploacantha Naz. et Orm., Tetracircinata cf. reconda Naz. et Orm., Quadriremis gliptoacus Naz. et Orm., Qiunqurmis cf. arundinea Naz. et Orm., Polyentactinia sp. Просматривая серию образцов с радиоляриями из разреза бальзякской свиты, взятых в стратиграфическом порядке, т.е. снизу вверх, можно обнаружить следующую направленность в изменении морфологических черт комплекса. Стратиграфически низкие образцы образуют ассоциацию, единую в смысле полного набора морфологических черт скелетов; но наиболее высокий образец из этой серии отличается заметным преобладанием представителей родов Copycintra и Copiellintra с массивным плотным скелетом без длинных игл. Роль Entactiniinae, Haplentactiniina, Latentisistulidae с ажурным тонким скелетом, длинными иглами и отростками в ориктокомплексе резко снижается. Вероятно, данный тренд является показателем изменения среды обитания: понижения температуры, вызывающего повышение вязкости воды, или обмеления, которое, как правило, связано с усилением гидродинамической активности среды, а, возможно, того и другого совместно.

янгантауская свита – иргинский горизонт артинского яруса (фузулинидовая зона Pseudofusulina juresanensis). Свита представлена мощной толщей сильно битуминозных плитчатых мергелей с прослоями и пачками фузулинидовых, губковых, брахиоподовых криноидных известняков; встречены редкие прослои, обогащенные кальцитизированными радиоляриями. Мощность свиты 130–170 м. Осадки янгантауской свиты, без сомнения, являются более мелководными, чем отложения шари-

Биостратиграфия нижнепермских отложений Южного Урала и Предуралья

Ярус	Горизонт	Зоны фораминифер	Зоны по конодонтами	Зоны и слои с фауной радиолярий
Кунгурский	Иренский		Neostreptognathodus pnevi	Слои с Ruzhencevispungus uralicus
	Филипповский			
Артинский	Саранинский			
	Саргинский	Parafusulina solidissima	Neostreptognathodus pequopensis	Polyentactinia lautitia
	Иргинский	Pseudofusulina juresanensis–Parafusulina lutugini		слои с Tetracircinata reconda
	Бурцевский	Pseudofusulina concavutas–Pseudofusulina pedissequa	Sweetognathus whitei	Entactinosphaera crassicalthrata–Quinqueremis arundinea
Сакмарский	Стерлитамакский	Pseudofusulina urdalensis	Mesogondolella bisselli–Mesogondolella visibilis	слои с Rectotormentum fornicatum
				Camptoalatus monopterygius
				Entactinia pycnoclada–Tormentum circumfusum
	Тастубский	Pseudofusulina verneuili–Pseudofusulina uralica	Mesogondolella lata	Helioentactinia ikka–Haplodiacanthus perforatus
		Pseudofusulina moelleri	Mesogondolella uralensis	слои с Copicyntra sp./Tetragregnon vimineum–Copiellintra diploacantha
Ассельский	Шиханский	Sphaeroschwagerina sphaerica–Pseudofusulina firma	Mesogondolella pseudostriata	
			Streptognathodus postfusus–Mesogondolella striata	слои с Tormentidae/Haplodiacanthus anfractus
	Холодноложский	Sphaeroschwagerina moelleri–Pseudofusulina fecunda	Streptognathodus fusus–Mesogondolella simulata	
			Streptognathodus constrictus–Mesogondolella adentata	
		Sphaeroschwagerina fusiformis	Streptognathodus constructus–S. barskovi	
			Streptognathodus sygmoidalis	
			Streptognathodus cristellaris	
		Daixina bosbytauensis–Daixina robusta	Streptognathodus isolatus	Latentifistula crux

повской свиты, что хорошо согласуется с направленным изменением морфологии радиолярий вверх по разрезу бальзякской свиты.

габдрашитовская свита – саргинский и саранинский горизонты артинского яруса (зона Pseudofusulina solidissima и зона Bairdia reussiana). Свита представлена равномерным чередованием песчаников и аргиллитов; есть прослои грейнстоунов с фузулинидами, мшанками, брахиоподами, криноидеями, водорослями. В редких прослоях аргиллитов относительно большой мощности (до 40–50 см) встречаются раковины аммоноидей и радиолярии; систематический состав последних на этом стратиграфическом уровне пока не изучен, но не исключается их принадлежност к комплексу зоны Polyentactinia lautitia. Мощность 95 м.

Почти аналогичный разрез можно проследить на север до р. Ай, но радиолярии из айского разреза нижней перми пока не изучены, за исключением одного – кунгурского уровня, что является чрезвычайно важным моментом для биостратиграфии региона. Разрез кунгурских отложений среднего течения р. Ай у д. Алегазово можно представить в следующем виде (Чувашов и др., 1990):

1 – филипповский горизонт – таймеевская свита – темно-серые аргиллиты, мергели, пелитоморфные известняки. Видимая мощность 3–4 м.

Иренский горизонт, кошелевская серия.

2 – лемазинская свита:

а) глыбовые и крупнообломочные брекчии, среди которых встречаются обломки известняков с артинской фауной; размер обломков в среднем 15–20 см, отдельных до 1–2 м. Мощность до 25 м.

б) массивные толстослоистые и неяснослоистые карбонатные сильно пористые брекчии с преобладающим размером обломков 1–3 см, редко до 5–10 см. Эта пачка хорошо обнажена на левом берегу реки в д. Алегазово; ее неполная мощность 5–6 м.

в) светло- и желтовато-серые неправильно плитчатые мергели; мощность до 5 м.

3 – кошелевская свита – чередующиеся алевролиты, аргиллиты, мергели с подчиненными тонкими прослоями сильно известковистых песчаников; в аргиллитах встречаются частые караваеобразные конкреции крепкого глинистого известняка с радиоляриями, аммоноидеями и конодонтами. Мощность 12 м.

Из нижней части этой пачки Х. Коцур (по сборам Б.И. Чувашова, 1978 г.) совместно с конодонтами описал новый род и вид радиолярий: Ruzhencevisporites uralicus Kozur (Kozur, 1980). Кунгурские радиолярии этого же уровня, т.е. из основания кошелевской свиты, обнаружены Х. Коцуром (личное сообщение) также из разреза окрестностей с. Александровского, в 10 км севернее г. Красноуфимска (рис. 1). К настоящему времени это наиболее северный пункт, откуда известны раннепермские радиолярии в Предуральском прогибе.

Глубоководная часть ПП – основной район обитания радиолярий – находит свое продолжение в обширной глубоководной впадине Прикаспийской депрессии (ПД). Центральная часть ПД до сих пор не изучена в полной мере, но верхнепалеозойские отложения ее обрамления вскрыты многими скважинами. На северном борту, в районе рифового массива Карачаганак, наиболее древние позднепалеозойские радиолярии обнаружены в серпуховских отложениях; представительные комплексы этих организмов найдены в среднеассельских, сакмарских и артинских отложениях (Ильин, 1987; Афанасьева, 1987; Афанасьева и др., 1986; Afanasieva, Zamilatskaya, 1993). Радиолярии повсеместно присутствуют в артинских отложениях западного обрамления депрессии (Мовшович, 1977). Имеются данные относительно распространения радиолярий в верхнепалеозойских отложениях восточной части Прикаспия. М.С. Афанасьева (Афанасьева и др., 1986) сообщила, что в скв. 11 Кенкиякской площади обнаружены радиолярии, сравнимые с комплексом этих организмов из сарабильской свиты Актюбинского Приуралья. Подобная ассоциация обнаружена также несколько севернее Кенкиякского месторождения. В скв. 1 Арансайской площади установлен богатый радиоляриевый комплекс, аналогичный таковому из актастинской свиты р. Урала. Артинские радиолярии обнаружены также в скв. 3 нефтяного месторождения Урех-Тау.

Итоговая стратиграфическая зональная радиоляриевая шкала раннепермских отложений Южного Урала приведена в таблице. Радиоляриевые зоны калиброваны зонами по ортостратиграфическим группам фоссилий.

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ РАДИОЛЯРИЙ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ УРАЛА

Тафономические особенности радиолярий палеозоя состоят прежде всего в том, что ориктоценозы по составу и композиции резко отличаются от тафоценозов, а тафоценозы от сообществ, реально обитавших в морских и океанских бассейнах глубокого геологического прошлого. Помимо обычного растворения скелетов отмерших организмов радиолярий во время поступления их из толщи воды в донный илистый осадок и растворения в самом донном осадке, на составы ориктоценозов накладывают отпечаток процессы растворения, перекристаллизации (первичный органогенный опал замещается вторичным опалом или низкотемпературным кварцем, последние в свою очередь могут замещаться кальцитом, апатитом, флюоритом, минералами железа и марганца и др.) и процессы механических деформаций скелетов, происходящие во время литификации, диагенеза, катагенеза осадков и метаморфизма сформировавшихся пород. Поэтому ориктоценозы лишь в малой степени отражают реальные составы, композиции и численность сообществ радиолярий, их палеоэкологические особенности. Вместе с тем, осторожные палеогеографические и палеоэкологические интерпретации, базирующиеся на доступном исследованию материале и методологии актуализма (сравнение по аналогии), вполне возможны и могут выявить некоторые практически важные закономерности.

Среди факторов среды, влиявших на географическое распространение, плотности популяций, адаптивные способности радиолярий (т.е., в конечном итоге, на распределение радиолярий по фациям) выделяются несколько наиболее важных, среди них: соленость, плотность, температура и освещенность вод, глубина басейна, приближенность/удаленность района обитания к/от береговой линии, динамика водных масс, наличие/отсутствие течений, гидрографических барьеров (Петрушевская, 1986; Назаров, 1988; Кругликова, 1990). Так, в качестве основных гидрографических барьеров, ограничивающих распространение и влияющих на динамику численности популяций радиолярий, могут быть рассмотрены четыре (в порядке возрастания эффекта влияния): соленость, глубина, гидродинамика, температура.

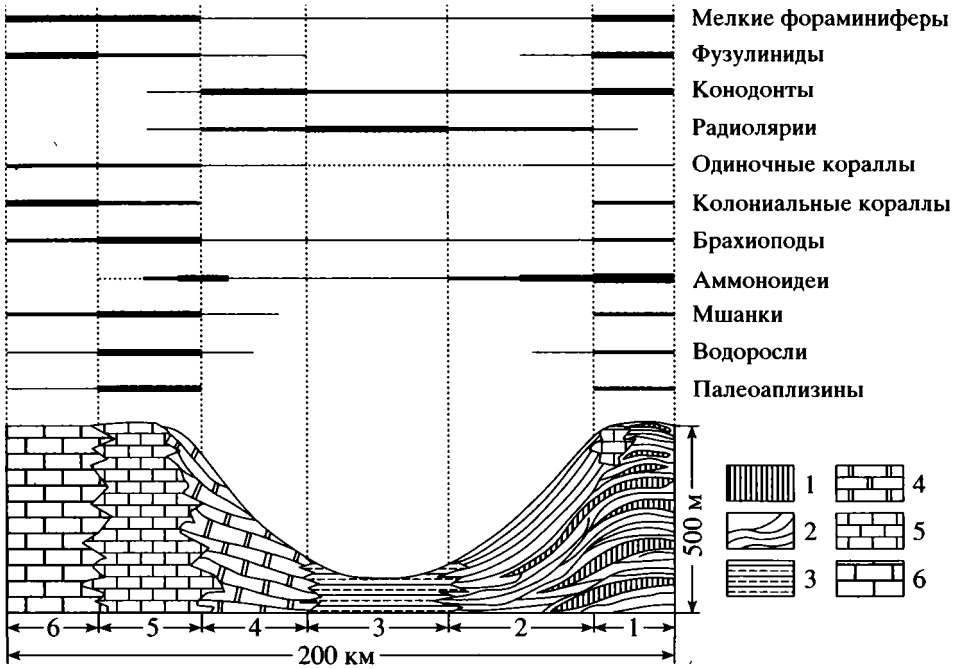


Рис. 5. Схема распространения основных групп фоссилий в различных фациальных зонах Предуральского предгорного прогиба (конец ассельского века).
1 – грубый флиш; 2 – тонкий флиш; 3 – предфлиш; 4 – предриф; 5 – риф; 6 – слоистые карбонатные породы платформы. Вне масштаба.

Анализ распространения радиолярий по акваториям и фациальным зонам верхнепалеозойского бассейна Предуральского прогиба, проводимый с учетом их тафономических и палеоэкологических особенностей, позволяет сделать следующие заключения (рис. 5).

Наиболее северный пункт находок радиолярий, находящийся на широте г. Красноуфимска (приблизительно 57° с.ш.) ограничивает северные пределы распространения радиолярий в бассейне ПП. Нахождение в отложениях кошелевской свиты (иренский горизонт кунгурского яруса) разрезов с. Алегазово на р. Ай и с. Александровского близ г. Красноуфимска монотаксонного комплекса радиолярий, состоящего всего лишь из одного вида с холодноводным морфотипом Ruzhencevispongus uralicus Kozur, указывает на неблагоприятные (холодноводные) условия обитания. По-видимому, на этой широте находился северный термоклин, служивший температурным барьером, препятствовавшим инвазии радиоляриевой биоты в более северные акватории прогиба.

Наиболее южная акватория обитания радиолярий и их сообществ в ПП (Оренбургское, Актюбинское Приуралье и Предмугоджарье, Мугоджары, 50°–51° с.ш.), относящаяся к собственно Тетическому поясу, была тесно связана с Прикаспийским бассейном, особенно в артинское время (Афанасьева и др., 1986; Afanfsieva, Zamilatskaya, 1993). Эта акватория, охватывавшая фации зон тонкого флиша, предфлиша, предрифа и западной полосы биогермов (частично), в гжельско-артинское время была заселена сообществами радиолярий, обладавших и высокой плотностью популяции, и разнообразием таксономического состава. Подобное разнообразие и богатство форм (особенно для гжеля–асселя) является уникальным в Северном полушарии (Назаров, 1988). Несмотря на принадлежность к Тетическому поясу, нельзя назвать ассоциации радиолярий гжельско-артинского возраста этой акватории полностью тропическими, поскольку они содержат смесь форм с тепловодными, холодноводными и космополитно-толерантными морфотипами. По-видимому, эта территория была зоной перехода океана Тетис к бореальному Пери-Тетису, или северо-восточным маргинальным участкам океана Тетис. Богатство и разнообразие радиоляриевой биоты можно объяснить благоприятными, с точки зрения солености, глубин, гидродинамики, температуры, условиями обитания и обилием биогенных питательных элементов (автотрофы, фосфор, кремнезем, нитриты, кислород), привносимых из сравнительно близкорасположенных районов восточного борта прогиба, и из северных его частей.

На широте междуречья Урала и Сакмары, по-видимому, находился еще один температурный барьер, оказывавший серьезное влияние на распространение радиолярий к северу, но не столь жестко как термоклин на широте г. Красноуфимска. Этот барьер действовал селективно, пре-

граждая путь на север одним ассоциациям, либо сильно изменяя их таксономические составы, и не препятствуя распространению других.

Так, к северу от междуречья Урала и Сакмары в разрезах:

а) не установлены собственно зоны Tormentum pervagatum и Tormentum protei гжельского возраста, зоны Latentifistula crux, Tormentidae и Copicyntra sp. ассельского возраста, зона Camptoalatus monopterigus сакмарского возраста, зона Rectotormentum fornicatum артинского возраста;

б) сильно изменены комплексы зон Tormentum pervagatum и Tormentum protei гжельского возраста (аналог слоев с Tormentum pervagatum и Tormentum protei в разрезе Бала-Тау на р. Белая в фациальной зоне предфлиша);

в) установлены: зона Helioentactinia ikka–Haplodiacanthus perforatus сакмарского возраста в тастубском горизонте разреза Сим в фации тонкого флиша; зона Entactinia pycnoclada–Tormentum circumfusum сакмарского взраста в стерлитамакском горизонте разреза Иштуганово на р. Белой в фации тонкого флиша, разреза Тюлькас в фации предфлиша, разреза Сим в фации тонкого флиша; зона Entactinosphaera crassiclathrata–Quinqeremis arundinea артинского возраста в бурцевском горизонте разреза Иштуганово в фации тонкого флиша, разреза Сим в фации тонкого флиша, в разрезе Тюлькас в фации предфлиша; зона Tetracircinata reconda артинского возраста в саргинском горизонте северного борта Симской мульды в фации тонкого флиша; зона Polyentactinia lautitia артинского возраста в саргинском–саранинском горизонтах разреза Сирять на р. Белой в фации тонкого флиша. И наконец, в районах, расположенных к северу от междуречья р. Урал и р. Сакмара, появились новые ассоциации радиолярий холодноводного облика, такие, как слои с Pseudoalbaillella (ассельский ярус, разрез Усолка, фация предфлиша) и слои с Ruzhencevispongus uralicus (кунгурский ярус, иренский горизонт, разрез с. Алегазово на р. Ай, фация тонкого флиша и разрез с. Александровского в районе г. Красноуфимска в фации тонкого флиша).

По-видимому, радиолярии не обитали в акваториях верхней литорали прибрежной зоны, соответствующих фациальной зоне грубого флиша. Мелкие глубины, активная гидродинамика, пониженная соленость, в сочетании с неблагоприятными условиями захоронения скелетов, приводили к тому, что здесь радиолярии либо вообще отсутствовали, либо плотность их популяций была настолько низка, что палеонтологическая летопись зоны грубого флиша не сохранила о них свидетельств. Однако радиолярии очень быстро заселяли участки тиховодных прибрежных заливов и бухт, наглядный пример чему дает разрез р. Шафеевки.

Аналогичным образом дело обстоит и с фациальной зоной органогенных построек. В зарифовой зоне типичных рифов неблагоприятные условия, выражавшиеся в повышенной солености и мелководье, препятствовали освоению этих акваторий радиоляриями. Несколько иначе дело обстоит с фронтальными частями рифов, обращенными в сторону открытого бассейна. Исключительно интересные данные по присутствию радиолярий в лагуне рифового атолла Карачаганак (северо-восток Прикаспия), представленные М.С. Афанасьевой (Афанасьева, 1986; Афанасьева и др., 1986; Afanasieva, Zamilatskaya, 1993), и наши наблюдения по массиву Юрак-Тау показывают, что радиоляриевые сообщества могли успешно осваивать акватории фронтальных частей рифа и предрифовой зоны. Отметим, что в среднекаменноугольных (башкирских) и нижнекаменноугольных (серпуховских) отложениях рифовых комплексов северного Прикаспия (Афанасьева; 1986; Афанасьева и др., 1986), в составе радиоляриевых ассоциаций в ряде случаев количественно преобладают седентарные формы из сем. Pylentonemidae с более повышенной, чем у планктонных радиолярий, резистентностью к условиям среды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании приведенных сведений по биостратиграфическому и фациальному распространению радиолярий в позднекаменноугольном–раннепермском бассейне Приуральского прогиба можно сделать следующие выводы:

1. Радиолярии появляются в позднепалеозойском бассейне Приуралья с момента формирования относительно глубоководного бассейна с глинисто-кремнистым и, несколько позднее, с песчано-глинистым флишевым типом седиментации. Восточной границей распространения радиолярий служила прибрежная зона, которая к настоящему времени сохранилась только фрагментарно. Западную границу распространения радиолярий определяет полоса развития линейных органогенных построек до артинского времени включительно. В кунгурский век такой границей была зона повышенной солености.

2. У западного и восточного ограничения ареала распространения радиолярий эти организмы дискретно распространены по разрезу и часто отсутствуют в больших стратиграфических интервалах. Наиболее полно радиоляриями охарактеризованы разрезы восточного склона Предуральского прогиба (зона тонкого флиша, рис. 3, 5) и депрессионной зоны. В качестве примера последней можно сослаться на Красноусольский разрез, где радиоляриями охарактеризован интервал от верхнего карбона до артинского яруса включительно. При использовании этих разрезов, с учетом менее полных данных по краевым частям ареала распространения радиолярий, можно разработать валидную зональную шкалу описываемой территории по этим организмам и заменить

таковой применяемые сейчас в стратиграфической схеме комплексы "слоев с радиоляриями".

3. Радиоляриями охарактеризована только южная часть Приуральского бассейна, что, по-видимому, связано с существованием экологического барьера для распространения этих организмов к северу. В качестве такового наиболее вероятным представляется температурный скачок. Анализ всей раннепермской биоты показывает закономерное таксономическое и количественное обеднение многих групп фауны в северном направлении (Чувашов, 1991). Замещение эвапоритовых и красноцветных кунгурских отложений в этом же направлении угленосными образованиями подтверждает эту закономерность.

4. Радиоляриевая зональная шкала Южного Урала может быть весьма эффективной корреляционной основой для сопоставления разрезов нижнего отдела перми стратотипической местности и области Тетис.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 94-05-17718) и Peri-Tethys Programme (Project 95-62).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Амон Э.О., Чувашов Б.И. Комплексы раннепермских радиолярий опорного разреза "Сим" Южного Урала // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии. Информационные материалы. Екатеринбург: Наука, 1992. С. 95–108.

Афанасьева М.С. Радиолярии семейства Pylentonemidae // Палеонтол. журн. 1986. № 3. С. 22–34.

Афанасьева М.С. Позднепалеозойские радиолярии месторождения Каранчаганак и их фациальная приуроченность // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Прикаспийской впадины. М.: ВНИГНИ, 1987. С. 26–46.

Афанасьева М.С., Замилацкая Т.К., Рукина Г.А. Радиолярии и фораминиферы верхнего палеозоя северной части Прикаспийской впадины // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 9. С. 127–131.

Давыдов В.И., Попов А.В. Разрез "Никольский" // Пермские отложения Земного шара. Путеводитель геологических экскурсий. Часть 2. Вып. 2. Разрезы пермской системы бассейна р. Урал. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1991. С. 32–53.

Ильин В.Д., Губарева В.С., Замилацкая Т.К., Кленина Л.Н. Подсолевой комплекс месторождения Карачаганак // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Прикаспийской впадины. М.: ВНИГНИ, 1987. С. 5–25.

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

Кругликова С.Б. Радиолярии как показатели некоторых факторов палеосреды // Радиолярии в биостратиграфии. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 92–106.

Мовшович Е.В. Палеогеография и палеотектоника Нижнего Поволжья в пермском и триасовом периодах. Саратов: Изд-во Саратовск. ун-та, 1977. 240 с.

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

Петрушевская М.Г. Радиоляриевый анализ // Методы зоологических исследований – практике. Л.: Наука, 1986. 200 с.

Руженцев В.Е. Верхнекаменноугольные аммониты Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 223 с.

Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 352 с.

Чувашов Б.И. Палеогеографические и биогеографические особенности позднекаменноугольных и раннепермских фаун Урала и их влияние на точность корреляции // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 4–59.

Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорный разрез верхнего карбона и нижней перми центральной части Бельской впадины. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 55 с.

Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 369 с.

Чувашов Б.И., Черных В.В., Давыдов В.И., Пнев В.П. Стратотипический разрез сакмарского яруса // Пермские отложения Земного шара. Путеводитель геологических экскурсий. Часть 2. Вып. 2. Разрезы пермской системы бассейна р. Урал. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1991. С. 3–31.

Чувашов Б.И., Софроницкий П.А., Молин В.А., Канев Г.П., Молостовская И.И., Устрицкий В.И., Сегедин Р.А. Схема стратиграфии пермских отложений Урала. Объяснительная записка. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С. 128–152.

Afanasieva M.S., Zamilatskaya T.K. The paleobiogeography of the northeast Pricaspian Basin and pre-Uralian Depression in Artinskian time based on radiolaria and foraminifera // Radiolaria of giant and subgiant fields in Asia / Blueford J.R., Murchey B. (eds). Micropaleontology Press. Special Publications. 1993. Number 6, New York. P. 61–65.

Amon E.O., Braun A., Chuvashov B.I. Lower Permian Radiolaria from Sim type section, Southern Urals // Geologica et Paleontologica. 1990. V. 24. S. 115–137.

Chuvashov B.I. Permian reefs of the Urals // Facies. 1982. V. 8. P. 191–212.

Chuvashov B.I. General characteristic of the Permian deposits of the Urals and Povolzhye: Lower Permian // Permian System: Guides to geological excursions of the Uralian type localities. Earth Science and Resources Institute. University South Carolina. Occasional publ. ESRI. Columbia. 1993. New Series. № 10. P. 3–23.

Chuvashov B.I. Permian deposits of the Urals and Predural ie // The Permian of Northern Pangea. V. 2. Sedimentary basins and Economical Resources. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995a. P. 158–183.

Kozur H. Ruzhencevispongidae, eine neue Spumellaria-Familie aus dem oberen Kungurian // Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck. 1980. Bd. 10. № 6. S. 235–242.

Kozur H. Albaillellidea (Radiolaria) aus dem Unterperm des Vorurals // Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck. 1981. Bd. 10. № 8. S. 263–274.

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.

Рецензенты А.С. Алексеев,
И.А. Басов, В.С. Вишневская

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 1, с. 56–65

УДК 551.736.3(517.3)

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ И ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

© 1999 г. И. Н. Мананков

Палеонтологический институт РАН,
117647 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия

Поступила в редакцию 27.06.97 г.

Избран опорный разрез верхнепермских отложений Тетического бассейна Юго-Восточной Монголии. На основе этапов обновления фауны выделены брахиоподовые зоны. Две из них, отвечающие единому этапу трансгрессии, объединены в составе горизонта. Показано распространение брахиоподовых зон в полях выходов верхнепермских отложений различных структурно-фациальных зон. Проведена корреляция комплексов зон с одновозрастными подразделениями Бореального бассейна Северо-Восточной Монголии, Арктики, Центральной и Северо-Восточной Азии. Рассмотрены пути миграции брахиопод Уссурийской провинции в позднепермское время. Фаунистически подтверждается предположение о существовании в позднем палеозое Южномонгольского микроконтинента, на шельфе которого обитала своеобразная фауна смешанного, бореально-тетического состава.

Ключевые слова. **Монголия, верхняя пермь, опорный разрез, зональное расчленение, пути миграции, зоогеография.**

На территории Монголии известны два морских бассейна пермского времени. На Северо-Востоке и в Центральной части страны располагался Хангай-Хентэйский бассейн, входивший в состав Монголо-Забайкальской провинции Бореальной зоогеографической области. На Юго-Востоке – Южномонгольский, являвшийся составной частью Уссурийской провинции северной окраины Палеотетиса. Акватории этих бассейнов были изолированы друг от друга на территории Монголии, фауна содержит незначительное количество общих элементов. В то же время, история развития бассейнов и смена комплексов фауны имеет ряд общих моментов, обусловленных единым календарем абиотических событий, что будет показано ниже.

Пермские отложения на Юго-Востоке Монголии протягиваются сравнительно узкой полосой субширотного простирания длиной около 800 км, шириной до 150 км. Мощность их, местами более 5 км. Морские отложения, представленные преимущественно терригенными образованиями и известняками, приурочены к четырем структурно-фациальным зонам, выделенным О.Б. Суетенко (Павлова, Мананков и др., 1991). С юга на север они расположены в следующем порядке: Солонкерская, Даланульско-Лугингольская, Тотошаньская, Хубсугульско-Байримобинская (рис. 1). Отложения охарактеризованы разнообразной фауной, из которой для целей зоогеографии и биостратиграфии наибольший интерес представляют фораминиферы, брахиоподы и мшанки.

В коллективной монографии: "Пермские беспозвоночные Южной Монголии" (Павлова, Мананков и др., 1991) выделено семь комплексов фауны, из которых четыре докунгурских (нижнепермских) охарактеризованы преимущественно фораминиферами, более молодые – брахиоподами и мшанками. Однако приуроченность большинства изученных в то время местонахождений фауны к маломощным, невыдержанным по простиранию слоям или изолированным выходам, не позволяли убедиться в смыкании слоев с фауной по латерали и в последовательности расположения их в едином разрезе.

Описываемый ниже разрез верхнепермских отложений мощностью более 450 м охарактеризован последовательно сменяющимися комплексами брахиопод и другой фауны. Фрагменты этих комплексов ранее были нами описаны из других разрезов, приуроченных к различным структурно фациальным зонам (рис. 1). В этом разрезе все они собраны в единой последовательности и дополнены самым молодым, ранее неизвестным на территории Монголии комплексом. Все эти особенности позволяют предложить данный разрез в качестве опорного и выделить биостратиграфические подразделения в ранге зон.

Разрез расположен вблизи южной границы Даланульско-Лугингольской структурно-фациальной зоны (рис. 1, т. 6) в 1.5 км к СЗ от вершины г. Джирэм-Ула (рис. 2).

Небольшие коллекции брахиопод и мшанок из верхнепермских отложений окрестностей горы Джирэм-Ула в 60–70-е годы были собраны Б.М. Казаковым, О.Д. Суетенко, С.С. Лазаревым, И.Н. Мананковым (Павлова, Мананков и др., 1991). Послойные описания разреза с отбором

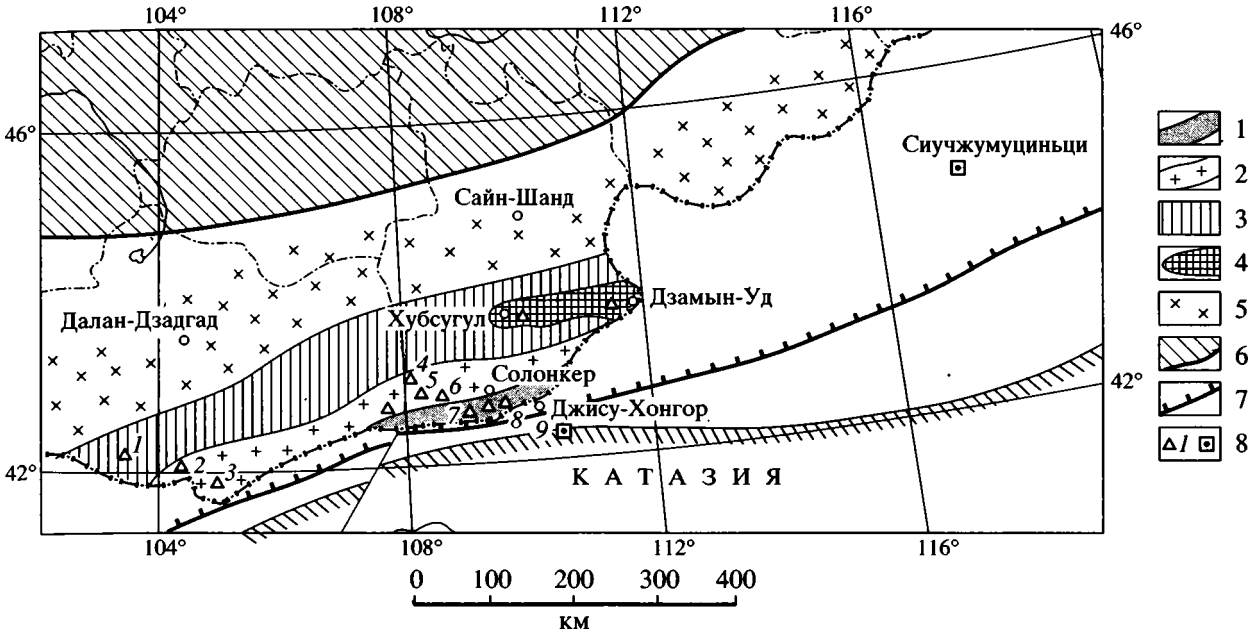


Рис. 1. Тектоническая схема Монголии с элементами биогеографии и местонахождениями фауны.

1–4 – структурно-фациальные зоны: 1 – Солонкерская, 2 – Даланульско-Лугингольская, 3 – Тотошаньская, 4 – Хубсугульско-Байримобинская, 5 – Южномонгольский микроконтинент; 6 – Сибирский салаирский континент; 7 – линия раздела Сибирской и Катазиатской плит (по Руженцеву и др., 1992); 8 – главнейшие местонахождения пермской фауны, точки: *1* – район колодца Улан-Шивэный-Худук, *2* – район колодца Хурыин-Чибэ-Худук, *3* – район горы Мунгун-Обо, *4* – район горы Тумэн-Ульдзей-Ула, *5* – район реки Лугин-Гол, *6* – район горы Джирэм-Ула, *7* – район горы Онц-Обо, *8* – район колодца Хояр-Худук, *9* – район горы Хара-Эрдене-Ула.

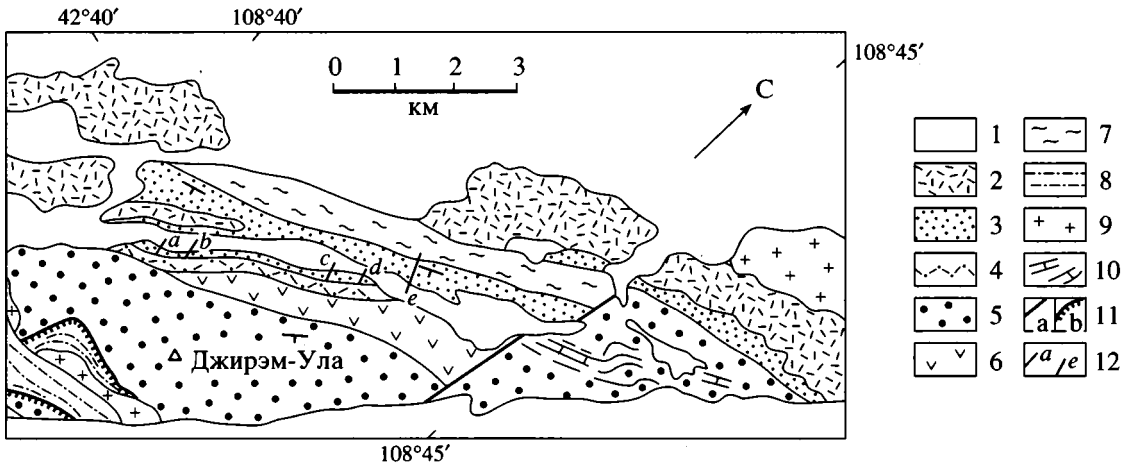


Рис. 2. Геологическая карта района горы Джирэм-Ула.

Составители: Бадарч Г. и Дагва-Очир Я., 1995 г.

1 – четвертичные отложения; 2 – кислые эффузивы; 3 – песчаники, алевролиты, известняки перми; 4 – риолиты, их туфы (Р); 5 – аркозы, песчаники (С); 6 – андезиты, их туфы (С); 7 – слюдистые сланцы (Д?); 8 – метапесчаники, алевролиты; 9 – граниты; 10 – линзы известняков; 11 – разломы: *a* – круто падающие, b – надвиги; 12 – *a–e* – линии разрезов.

фауны, послужившие основой данной статьи, были сделаны в 1990 г. Т.А. Грунт, Э.Я. Левеном, И.Н. Мананковым и в 1994 г. И.Н. Мананковым.

Вероятно, слабой геологической изученностью и сложной тектоникой района можно объяснить существенно различные точки зрения на положение пермской толщи и строение разреза. На геологической карте масштаба: 1 : 500000 (А.Ф. Бойшенко, И.П. Сырнев, 1984 г.) пермская пачка субширотного простирания с севера имеет тектонический контакт с меловыми, а с юга – с нерасчлененными среднекаменноугольно-нижнепермскими отложениями.

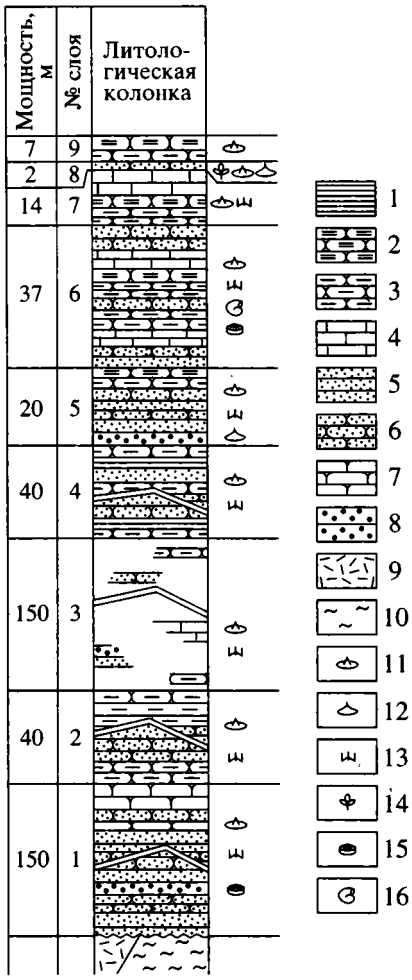


Рис. 3. Опорный разрез верхнепермских отложений в районе горы Джирэм-Ула.

Масштаб 1 : 1000.

1 – аргиллиты; 2 – известковистые аргиллиты; 3 – известковистые алевролиты; 4 – известняки; 5 – песчаники; 6 – известковистые песчаники; 7 – известняки детритусовые; 8 – гравелиты; 9 – кислые эффузивы; 10 – слюдистые сланцы; 11 – брахиоподы; 12 – двустворчатые моллюски; 13 – мшанки; 14 – флора; 15 – членики морских лилий; 16 – мелкие фораминиферы.

На карте 1 : 100000 масштаба (Г. Бадарч, Я. Давга-Очир, 1995 г., рис. 2) та же толща на севере контактирует с зелеными слюдистыми сланцами (?девона), местами – с кислыми эффузивами, а на юге перекрывается толщей кислых риолитов перми.

Во время полевых работ в 1990 г. мы были согласны с мнением Э.Я. Левена о том, что слои пермской толщи имеют опрокинутое залегание и тектонический контакт на севере. Главным аргументом опрокинутого залегания слоев явилась находка по северному борту долины многочисленных мелких форм брахиопод, принятых нами в поле за вид Echinauris jisuensis (Chao). Последний приурочен к верхним (считающимся мидийскими) слоям разреза Джису-Хонгор, расположенного юго-восточнее на территории Северного Китая. Последующее монографическое изучение брахиопод и последовательность смен комплексов в разрезе привели меня к убеждению о нормальном залегании слоев.

1. После препаровки и изучения оказалось, что мелкие брахиоподы из северного борта долины (т.е. основания разреза при условии нормального залегания) относятся к новому виду рода Anemonaria (A. sulankherensis), близкому к ранее описанному мной из основания верхнепермских отложений Юго-Востока Монголии.

2. К средней части разреза приурочена фауна, широко представленная в многочисленных разрезах уфимско-казанских отложений практически всех четырех структурно фациальных зон.

3. В слоях, приуроченных к южному борту долины (верхи разреза пермской терригенно-осадочной толщи перекрытой риолитами), собран ранее неизвестный в Юго-Восточной Монголии самый молодой верхнепермский комплекс брахиопод с вышеупомянутым видом Echinauris jisuensis.

Последующее изучение разреза и сборы фауны в 1994 г. (как раз в это время там проводили съемку монгольские геологи, любезно предоставившие геологическую карту района разреза, рис. 2), только укрепили мое представление о нормальном залегании слоев в разрезе и справедливости точки зрения Бойшенко и Сырнева о тектоническом контакте в основании и кровле пермской толщи лугингольской свиты.

Верхнепермские отложения лугингольской свиты в рассматриваемом районе представлены пачкой чередующихся слоев разнозернистых полимиктовых песчаников, гравелитов, известковистых алевролитов, аргиллитов, известняков субширотного простирания (аз. падения 140°–150°, ∠45°–60°). Количество карбонатных мелкозернистых пород увеличивается вверх по разрезу (рис. 3). К северу от выходов перми наблюдается субширотная полоса метаморфизованных, сильно смятых зеленоватых слюдистых сланцев, предположительно девонского возраста. Вероятно, контакт этих двух толщ тектонический. Выше пермской пачки наблюдается мощная (350–400 м) толщина кислых эффузивов (риолитов), которая залегает на различных слоях верхней части разреза и в подошве которой местами наблюдается горячий контакт (окраска темно-серых известковистых алевролитов изменена на розовато-красную). Пермские осадочные отложения достаточно хорошо обнажены. Лишь в середине долины (слой 3 разреза) они перекрыты маломощным чехлом элювия, из-под которого, местами, на дневную поверхность выходят гривки плотных песчаников. Комплекс фауны представлен брахиоподами, мшанками, двустворками, кораллами, криноидеями удовлетворительной сохранности. Из ископаемых – брахиоподы наиболее многочис-

Таблица 1. Распространение брахиопод в опорном разрезе

Название вида	№ слоя								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Мощность, м								
	150	40	150	40	20	37	14	2	7
Echinauris jisuensis (Chao)							—	—	—
Paramarginifera peregrina Frks.							—	—	—
Neospirifer yihewusuensis Duan et Li							—	– –	—
Marginifera leptorugosa Duan et Li									—
Cleiothyridina ex gr. subexpansa Waag.									—
Strophalosia kharaerdensis Man.								—	
Anidanthus ussuricus (Frks.)							—	—	
Horridonia morrisi (Chao)							—	—	
Streptorhunchus sp.							—	—	
Streptorhunchus broilii Grabau							—		
Leptodus ex gr. nobilis (Waagen)							—		
Stenoscisma purdoniformis (Grabau)							—		
Windhamia tjuvaevi Man.							—	—	
Mongolochonetes inaequalis Afan.							—	—	
Marginifera gobiensis Chao					—	– –	– –	—	—
Poikilosakos cf. kamiyassensis Tazawa et Takaizumi					—	– –	—		
Waagenoconcha sp.					—	– –	—		
Megousia cf. sinuata (Ustr.)					—				
Globiella reshetovi Man.					—	—			
Alispiriferella lita (Frks.)					—	—			
Kaninospirifer adressum (Lui et Water.)					—	—			
Yakovlevia dzhiremulensis Man.					—	– –	—	—	
Yakovlevia kaluzinensis Frks.				—	—	– –	– –	—	—
Kaninospirifer cf. incertiplicatus Pavl.				—	—	—			
Spiriferella keilhaviiformis Frks.				—	—				
Arctitreta kempei (Andersson)		—	– –	—	– –	—			
Kochiproductus saranaeanus (Frks.)	—	—	– –	—	– –	—			
Cancrinella koninckiana (Keys.)	—								
Yakovlevia mammatiformis (Frks.)		—	– –	—					
Waagenoconcha angustata Saryts.		—							
Waagenoconcha impercepta Man.	—	—	– –	—					
Liosotella decimana Man.	—	—	– –	—					
Orthotetes jugorica Ustr.	—	—							
Anemonaria sulankherensis Man.	—								

ленны, разнообразны, полифациальны и стратиграфичны, чем и обусловлен выбор этой группы в качестве главенствующей при выделении зон.

В табл. 1, где показана приуроченность брахиопод к различным слоям разреза, отчетливо прослеживаются три этапа обновления комплекса. Это позволяет, с учетом распространения брахиопод в других разрезах, выделить три брахиоподовых зоны. Снизу вверх по разрезу: 1) L. decimana–W. angustata. 2) A. lita–K. adressum. 3) E. jisuensis.

Зона: Liosotella decimana–Waagenoconcha angustata

Виды-индексы: Liosotella decimanan Man. 1991, Waagenoconcha angustata Sar., 1984.

Типовая местность. В опорном разрезе зона представлена 380-метровой пачкой переслаивания полимиктовых, преимущественно грубозернистых известковистых песчаников, гравелитов, алевролитов (слои 1–4, рис. 3).

Состав комплекса зоны в опорном разрезе (табл. 1): Из сообщества брахиопод кунгурского "ховсгольского" комплекса (Павлова, Мананков и др., 1991) в данной зоне известны транзитные виды: Arctitreta kempei (Anders.), Orthotetes jugorica Ustr., Cancrinella koninckiana (Keus.). Только в пределах зоны распространены (кроме видов индексов): Anemonaria sulankherensis Man., Waagenoconcha impercepta Man., Yakovlevia mammatiformis (Frks.). Транзитные, переходящие в вышележащую зону: Yakovlevia kaluzinensis Frks. Kochiproductus saranaeanus (Frks.), Kaninospirifer cf. insertiplicatus Pavl., Spiriferella keilhaviiformis Frks.

Мшанки: Maychella diserta Gorjunova et Morozova, M. nitens Gorjunova et Morozova, Maychellina aliena Gorjunova et Morozova, Permofenestella labuensis (Morozova), P. vera Morozova.

Распространение. В 400 км к западу на противоположном юго-западном окончании Даланульско-Лугингольской структурно-фациальной зоны, в районе колодца Хурыин-Чибэ-Худук (рис. 1, т. 2) фаунистический комплекс рассматриваемой зоны приурочен к нижней части лугингольской свиты, имеющей здесь мощность 1500 м. В 120-метровой пачке переслаивания конгломератов, гравелитов, разнозернистых песчаников – слои 1–8 (Павлова, Мананков и др., 1991) распространены многочисленные брахиоподы.

Виды, известные в опорном разрезе: A. kempei, L. decimana, Y. mammatiformis, K. saranaeanus, W. impercepta, K. insertiplicatus, S. keilhaviiformis. Виды, неизвестные в опорном разрезе, дополняющие комплекс зоны: Chonetinella sinuata Afan., Stenoscisma timorensis (Hayasaka et Gan). Двустворки: Phestia sp. Мшанки: Polypora principalis Gorjunova, Maychillina aliena Gorjunova et Morozova.

В опорном разрезе лугингольская свита контактирует с отложениями девона. Здесь же (т.е. на юго-западном окончании Даланульско-Лугингольской зоны) в 2.9 км к северу от колодца Дзиль-Хайлистэ-Худук отложения лугингольской свиты залегают стратиграфически согласно на 2000 м песчано-сланцевой (кунгурской?) толще булганулинской свиты. К верхней части этой свиты, отличающейся наличием флишоидных пачек переслаивания конгломератов, песчаников и алевролитов приурочена фауна. Среди брахиопод, не отличающихся хорошей сохранностью, присутствует Kolymaella ogonorensis (Zavod.) – вид-индекс нижней лоны омолонского горизонта (Опорный разрез..., 1990), возраст которой считается уфимским. Мшанки представлены толстоветвистыми колониями Iraidina maxima Morozova. Этот род ограничен в распространении отложениями уфимского яруса. Однако найденные совместно аммоноидеи Globioceras elenae Bogosl., судя по уровню развития лопастной линии, указывают на кунгурский возраст вида (Павлова, Мананков и др., 1991).

В районе горы Мунгун-Обо (рис. 1, т. 3) зона представлена 90-метровой пачкой переслаивания конгломератов, песчаников и органогенных известняков нижней части лугингольской свиты, имеющей здесь мощность до 3000 м. Здесь собраны брахиоподы: 1 – известные в опорном разрезе: L. decimana, A. kempei, O. jugorica Y. mammatiformis, S. aff. keilhaviiformis. 2 – дополняющие комплекс зоны: Spiriferella mugunica Pavl., Spirelytha sp.

В изолированном обнажении лугингольской свиты в 15.5 км от родника Хадтын-Булак вблизи русла р. Лугин-Гол (рис. 1, т. 5), зона представлена брахиоподами: W. angustata, O. jugorica, Y. mammatiformis, S. aff. keilhaviiformis, и видами, дополняющими комплекс: Anemonaria minuskula (Man.), Kochiproductus maximus Man., Megousia sp., Krotovia sp.

Возраст. Подстилающие отложения булганулинской свиты охарактеризованы фауной кунгурского возраста. Вид-индекс рассматриваемой зоны Waagenoconcha angustata известен в отложениях старостинской (уфимский ярус) и селандерской (казанский ярус[1]) (свит Шпицбергена и лекворкутской (кунгурский, уфимский ярусы) свиты Пай-Хоя. Вид Liosotella decimana, определенный как L. spitzbergeniana (Toula), в отложениях формации Чжеси (уфимский, казанский ярусы) Бейшаня (Цзян Чунь-фа и др., 1963) и Сиучжумуциньци (Xi-Ujumqin-Qi)(Lee Li et al., 1982, 1983) Северного Китая. Orthotetes jugorica известен из отложений старостинской свиты Шпицбергена, лекворкутской свиты Пай-Хоя, кожимрудницкой свиты (уфимский ярус) Урала; Waagenoconcha impercepta – из лекворкутской свиты Пай-Хоя; Yakovlevia mammatiformis – из верхнеартинских – уфимских отложений Западного сектора Арктики.

Среди транзитных, переходящих в следующую зону Spiriferella keilhaviiformis – из владивостокского (уфимский, казанский ярусы) горизонта Южного Приморья, нижней части формации Канокура (мидийский ярус) Японии; Yakovlevia kaluzinensis – из верхней части нижнепермских отложений Уссурийского края, чандалазского горизонта (мидийский ярус) Южного Приморья (Лихарев, Котляр, 1978).

Мшанки представлены видами, описанными в Монголии, кроме Permofenestella labuensis – определенной также в уфимских отложениях омолонского горизонта Северо-Востока и нижней части чандалазского горизонта Южного Приморья.

[1] Ярусная принадлежность свит, формаций, горизонтов дана по работам: Зональная стратиграфия СССР, 1991; Калашников, 1993; Опорный разрез..., 1990; Мананков, 1998, Павлова, Мананков и др. 1991; Позднепермский этап..., 1984; Цзян Чунь-фа и др., 1963; Ding Yunjie et al., 1985; Grabau, 1931; Lee Li et al., 1982, 1983.

Присутствие в составе комплекса зоны видов распространенных в возрастном интервале: от ранней перми до уфимского века включительно, а также – начиная с уфимского века и моложе, позволяет считать возраст зоны – уфимским.

Зона Alispiriferella lita–Kaninospirifer adressum

Виды-индексы: Alispiriferella lita (Fredericks, 1924), Kaninospirifer adressum (Lui et Waterhouse, 1985).

Типовая местность. В опорном разрезе зона представлена пачкой переслаивания разнозернистых, преимущественно известковистых алевролитов, аргиллитов, известняков лугингольской свиты мощностью 57 м (рис. 3, слои 5, 6), залегающих стратиграфически согласно на отложениях зоны: L. decimana – W. angustata. Нижняя граница проводится по исчезновению многочисленных Anemonaria, Liosotella, появлению, кроме видов-индексов. Globiella reshetovi – вида, широко распространенного в одновозрастных отложениях самой южной – Солонкерской структурно-фациальной зоны. В составе комплекса зоны многочисленны и разнообразны мшанки.

Состав сообщества в опорном разрезе: транзитные виды из нижней зоны – Arctitreta kempei (Anders.), Yakovlevia kaluzinensis Frks., Kochiproductus saranaeanus (Frks.), Spiriferella keilhaviiformis Frks., Kaninospirifer cf. incertiplicatus Pavl. Только в пределах зоны, кроме видов-индексов Megousia sinuata (Ustr.), Globiella reshetovi Man. Переходящие в отложения вышележащей зоны Mongolochonetes inaequalis Afan., Marginifera gobiensis Chao, Yakovlevia dzhiremulensis Man., Y. kaluzinensis Frks., Poikilosakos cf. kamiyassensis Tazawa et Takaiz., Waagenoconcha sp. Мшанки: Dyscritella turbini Romantchuk, D. praespinigera Romantchuk, Permofenestella labuensis (Morozova), Polyporella lyndoni (Ph. Ross).

Распространение. В разрезе у колодца Хурын-Чибэ-Худук (рис. 1, точка 2) зоне соответствует 78-метровая пачка переслаивающихся разнозернистых песчаников, гравелитов, конгломератов (слои 9–15 рис. 4, Павлова, Мананков и др., 1991). В верхней части толщи – органогенные известняки с обильной фауной. Брахиоподы (дополняющие список видов известных в опорном разрезе): Chonetinella suniata Afan., Stenoscisma timorensis Hajasaka et Gan, Kaninospirifer striatoplicatus (Gobbet). Мшанки: Cyclotrypa admiranda Morozova, Dyscritella fida Morozova, Maychellina aliena Gorjunova et Morozova, Minilya paratuberculifera Yang et Loo, Permofenestella simplex Morozova, Poliporella lyndoni (Ph. Ross), Ramiporidra ramificata Morozova, Rectifenestella gilianshanensis (Yang et Loo), R. ornatiformis Gorjunova, R. originaria Morozova. Мелкие фораминиферы: Calcitornella ex gr. stephensoni (Howchin), Endothyra sp. Nodosaria cf. kolymica M.-Maclay. Двустворки: Cypricardinia permica Licharew.

В 1.5 км к северо-востоку от колодца Улан-Шивэний-Худук (рис. 1, т. 1) в изолированном обнажении лугингольской свиты С.В. Руженцевым собраны брахиоподы, свидетельствующие о принадлежности вмещающих отложений к двум описанным зонам: Liosotella sp., Waagenoconcha sp., Yakovlevia sp., Stenoscisma timorensis Hayasaka et Gan, Alispiriferella lita (Frks.), Kaninospirifer striatoparadoxus (Toula), Spiriferella saranaeformis (Frks.).

Возраст. Виды-индексы рассматриваемой зоны: Alispiriferella lita известен из владивостокского горизонта Южного Приморья, формации Канокура Японии, лоны Magadania bajkurica (казанский ярус) Омолонского массива; Kaninospirifer adressum – из формации Чжеси (Zhesi) Северного Китая. Для характеристики возраста зоны важен Globiella reshetovi – род, характерный для казанских отложений Восточно-Европейской платформы и полуострова Канин. В Австралии, Афганистане, Индии, Юго-Восточном Памире представители рода известны из нижней перми. Megousia sinuata распространен в отложениях формации Чжеси районов Бейшань и Сиучжумуциньци (Северного Китая). Из видов, переходящих в вышележащий комплекс, Yakovlevia dzhiremulensis sp. nov. описан под различными названиями в формации Чжеси Бейшаня, Джису-Хонгора, Сиучжумуциньци; аналогично распространен вид Marginifera gobiensis. Из формации Канокура (Японии) описан Poikilosakos kamiyassensis.

Мшанки – Discritella turbini и D. praespinigera – известны в осахтинской свите (казанский яр.) Хабаровского края и омолонском горизонте Северо-Востока; Permofenestella labuensis и Polyporella lyndoni в омолонском горизонте Северо-Востока и чандалазском Южного Приморья.

Фораминиферы – Nodosaria kolymica – в омолонском горизонте. На основании изложенного выше, принимается казанский возраст зоны.

Отложения, охарактеризованные комплексами фауны двух описанных зон, объединяются здесь в составе цаганульского горизонта (табл. 2). Стратотип последнего представлен стратотипами зон в опорном разрезе горы Джирэм-Ула. Судя по площади распространения морских осадочных отложений, – это следы самой масштабной холодноводной пермской трансгрессии в Монголии и ряде других регионов Азии. В Центральной и Северо-Восточной Монголии она представлена уфимско-казанскими отложениями Цагантэмэтского горизонта (Мананков, 1995), охарактеризованного бореальной фауной, близкой сообществам омолонского горизонта Колымо-Омолонского массивов. В Северном Китае – фауной формации Чжеси, в составе которой, так же как и на юге Монголии, преобладают западно-арктические элементы.

Солонкерский горизонт

Зона Echinauris jisuensis

Вид-индекс. Echinauris jisuensis (Chao, 1927).

Типовая местность. В опорном разрезе зона представлена 23-метровой толщей переслаивания известняков, известковистых аргиллитов, алевролитов и песчаников (слои 7–9), залегающих стратиграфически согласно на породах зоны A. lita–K. adressum. Основание зоны определяется исчезновением ряда элементов предшествующего сообщества, таких как Arctitreta, Kochiproductus, Alispiriferella, Kaninospirifer adressum. Появляются и получают широкое распространение представители рода Strophalosia, замещающего род Aulosteges в морях Сибири в казанско-татарское время (Калашников, 1993). Среди мшанок появляются немногочисленные виды родов Meekopora, Hexagonella, Discritellina.

Состав комплекса ископаемых в опорном разрезе. Брахиоподы, известные в составе сообщества нижележащей зоны: Mongolochonetes inaeqalis Afan., Marginifera gobiensis Chao, Yakovlevia kaluzinensis Frks., Y. dzhiremulensis Man., Poikilosakos kamiyassensis Tazawa et Takaizumi, Waagenoconcha sp. Появляющиеся впервые в составе комплекса: Echinauris jisuensis (Chao), Streptorhunchus broilii Grabau, Streptorhunchus sp., Marginifera leptorugosa Duan et Li, Paramarginifera peregrina Frks., Anidanthus ussuricus (Frks.), Horridonia morrisi (Chao), Strophalosia kharaerdensis Man., Leptodus ex gr. nobilis (Waag.), Windhamia tjuvaevi Man., Waagenoconcha sp., Martinia sp., Cleiothyridina ex gr. Subexpansa Waag., Neospirifer yihewusuensis Duan et Li.

Мшанки: Discritellina grandiscopa Gorjova, Maychella diserta Gorjunova et Morozova, Meekopora venusta Gorjunova et Morozova, Permofenestella labuensis Morozova, Rectifenestella totoshaensis (Morozova), Streblascopora confusa Morozova.

Распространение. В пределах Даланульско-Лугингольской структурно-фациальной зоны значительно обедненный комплекс зоны установлен О.Д. Суетенко в обнажении лугингольской свиты в 20 км к югу от горы Тумэн-Ульдзей-Ула (рис. 1, т. 4).

Брахиоподы: Anidanthus ussuricus, Marginifera cf. gobiensis, Waagenoconcha nalivkini Frks., Neospirifer sp. Мшанки: Maychellina ornata (Morozova).

В самой южной – Солонкерской структурно-фациальной зоне брахиоподовое сообщество зоны приурочено к таванхаринской свите. Мощность последней достигает 1200 м. Состав отложений: порфириты андезитовые, андезито-дацитовые, порфиры липаритовые, их туфы, местами песчаники и линзы известняков. В районе горы Онц-Обо (рис. 1, т. 7) в пятиметровой пачке известковистых песчаников средней части таванхаринской свиты собраны брахиоподы, свидетельствующие о принадлежности вмещающих отложений к пограничным слоям лон A. lita–K. adressum и E. jisuensis. К их числу относятся Echinauris jisuensis, Marginifera gobiensis, M. leptorugosa, Globiella reshetovi, Anidanthus spineus Man., Terrakea echinata Man. Для биогеографических построений важно отметить, что последние два вида были впервые описаны из уфимско-казанских отложений Бореального бассейна (Мананков, 1992) Монголо-Забайкальской провинции Северо-Восточной Монголии.

В 60-ти км к юго-востоку от Онц-Обо, в районе горы Хара-Эрдене-Ула (рис. 1, т. 9), обнажена толща песчаников, аргиллитов, известняков, туфопесчаников, гравелитов мощностью 200 м таванхаринской свиты. В слое разнозернистых известковистых песчаников (мощностью 3 м) собран тот же комплекс, что и в районе горы Онц-Обо, дополненный Strophalosia kharaerdensis. В 12 м выше по разрезу, в линзе известняков (мощностью около 2 м) брахиоподы представлены преимущественно тропическими формами, характерными для разреза Джису-Хонгор – Orthotetina cf. rubber (Frech), Compressoproductus cf. corniformis (Chao), Enteletes sp., Prorichthofenia cf. ussurica Lich. В этом комплексе отсутствуют виды, широко распространенные в верхних слоях разреза (Grabau, 1931).

Несколькими годами раньше в этом же районе, в окрестностях колодца Хояр-Худук (рис. 1, т. 8), О.Д. Суетенко и С.В. Руженцевым были собраны брахиоподы Echinauris cf. jisuensis, Hustedia aff. longirostris Lich. и мшанки Girtiporina mongolensis Morozova, Maychella diserta Gorjunova et Morozova, Stenodiscus incertus Morozova, Streblazcopora confusa Morozova. По мнению И.П. Морозовой и Р.В. Горюновой, определявших мшанки, комплекс их характерен для осахтинской свиты Хабаровского края и чандалазского горизонта Южного Приморья (табл. 2).

Возраст. Вид-индекс рассматриваемой зоны в разрезах Джису-Хонгора (Dinq Yunjie et al., 1985) приурочен к формации Ихевузу (Yihewusu). Кроме брахиопод, среди которых главенствующая роль принадлежит родам Enteletes, Streptorhunchus, Martinia, Dielasma, Hemiptychina и др., в составе сообщества формации обычны аберрантные фузулиниды и многочисленные кораллы мидийского возраста. В чандалазском горизонте Южного Приморья вид-индекс известен из зоны Parafusulina stricta и нижней части зоны Neomisellina lepida–Lepidolina kumaensia. В этих же отложениях указывается вид Stenoscisma purdoniformis. К формациям Чжеси, Ихевузу Северного Китая и к зоне Parafusulina stricta Южного Приморья приурочены Anidanthus ussuricus, Horridonia morrisi, Paramarginifera peregrina. Из формации Ихевузу Джису-Хонгора описан Neospirifer yihewusuensis. Строфазолии, близкие к новому виду Strophalosia haraerdensis, широко распространены в верхнеказанских–нижнетатарских отложениях Колымо-Омолонского массива и Верхоянья. Представители рода Windhamia указыва-

Таблица 2. Схема сопоставления верхнепермских отложений

Международная стратиграфическая шкала			Монголия		Колымо-Омолонский массив		Северный Китай	Южное Приморье		Шкала Тетиса
Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Зона	Горизонт	Лона	Формация	Горизонт	Лона	
Пермская	Верхний	Татарский			Хивачский	Stepanoviella paracurvata	Ихевузу	Чандалазский	Neomisellina lepida–Lepidolina kumaensis	Мидийский
			Солонкерский	Echinauris jisuensis	Гижигинский	Cancrinelloides curvatus			Parafusulina stricta	
						Cancrinelloides obrutchewi			Monodiexodina sutschanika	
		Казанский	Цаганульский	Alispiriferella lita – Kaninospirifer adressum	Омолонский	Magadania bajkurica	Чжеси	Владивостокский		Мургабский
						Terrakea korkodonensis				
						Terrakea borealis				
						Omolonia snjatkovi				
		Уфимский		Liosotella decimana – Waagenoconcha angustata		Mongolosia russiensis		Абрекский		Кубергандинский
						Kolymaella ogonerensis				

ются из перми Австралии, Новой Зеландии, Канады, нижнетатарских отложений Верхоянья, татарских – Колымо-Омолонского массива.

На основании изложенного выше предполагается нижнетатарский (нижнемидийский) возраст зоны.

В мобилистских реконструкциях разных лет точка зрения на местоположение двух монгольских позднепермских бассейнов изменялась. В "Атласе литолого-палеогеографических карт мира" (Ронов и др., 1984), составленном на основе базовых палинспастических карт Ч. Скотиза и др. (Scotese et al., 1979), оба бассейна соединены проливом на востоке Монголии. При этом они практически изолированы от Западно-Арктических бассейнов. Такая интерпретация вполне соответствовала представлениям прежних лет о таксономической близости фаун двух монгольских акваторий и путях миграции бентосных беспозвоночных. По мере изучения пермских отложений Монгольских бассейнов, наши представления о составах сообществ и биогеографических связях значительно изменились. Не подтвердилась гипотеза о существовании в пермское время пролива, соединявшего оба бассейна на территории Монголии (Бобров, Куликов, 1968). Выявилась значительная общность брахиоподовой фауны Южной Монголии с сообществами Западно-Арктической провинции, выделенной В.И. Устрицким (1971).

На реконструкциях последних лет (Scotese, McKerrow, 1990; Shi, Archbold, 1993; Грунт, 1995) к Сибирскому кратону приурочен только Бореальный бассейн Монголии. Авторы располагают его примерно на 60° с.ш., а Южно-Монгольский бассейн – показывается в пределах Северо-Китайского (Катазиатского) блока. При этом блок Казахстана, отделенный от Сибирской плиты, открывает пути миграции бентосной фауны из бассейна Западно-Арктической провинции в Уссурийскую.

В реконструкции Г. Ши и Н. Арчболда (Shi, Archbold, 1993) микроконтинент Колымия отделен от Сибирского кратона и размещен восточнее Монголо-Забайкальской провинции (почти

на той же широте), что вполне соответствует общности бентосной фауны вплоть до видового уровня. Положение Южно-Монгольского бассейна на Северо-Китайском блоке, на мой взгляд, не вполне оправдано.

В статье С.В. Руженцева и др. (1992) приведена схема тектонической зональности Юго-Восточной и Внутренней Монголии, где показано, что почти по южной границе Монголии, в субширотном направлении, проходит линия раздела Сибирской и Катазиатской плит. Упомянутые выше места находок фауны в Южной Монголии, Внутренней Монголии (район городка Сиучжумуциньци см. рис. 1), Бейшаня и Курук-Тага (41° с.ш. ≈ 92° в.д.) расположены к северу от линии раздела. Широко известное местонахождение с тетической фауной Джису-Хонгор, описанное еще Гребо (Grabau, 1931) и другими исследователями (Ding Yunjie et al., 1985), расположено несколько южнее последней. Фаунистические сообщества кунгурского времени в Южной Монголии и Сиучжумуциньци представлены брахиоподами, мшанками и двустворками, характерными скорее для Западно-Арктической, чем для Восточно-Арктической провинции. Одновозрастная фауна Джису-Хонгора представлена тепловодными группами: фузулинидами (Monodiexodina)[2] и немногочисленными кораллами. Во время максимума (уфимский век) самой масштабной холодноводной трансгрессии перми фузулиниды исчезают и фауна к северу и югу от линии раздела платформ представлена в основном брахиоподами и мшанками, близкими по составу к фауне выделяемой здесь зоны L. decimana–W. angustata.

По мере развития регрессии в казанское время и в связи с возможными палеогеографическими перестройками биогеографические связи Северо-Восточного Тетиса с бассейнами западного сектора Арктики прекращаются. Фауна Уссурийской провинции становится во многом эндемичной.

На территории Северного Китая, примыкающей к Монголии с востока (район Сиучжумуциньци) и юго-запада (Бейшань, Курук-Таг), раннетатарская фауна неизвестна. В Южной Монголии небольшие поля отложений этого возраста встречаются в Солонкерской зоне и на границе с ней. В фаунистических сообществах здесь по-прежнему доминируют брахиоподы и мшанки, редки находки двустворок и кораллов. Среди брахиопод многочисленны строфалозииды, маргинифериды; появляются единичные представители типичных для Тетиса родов Echinauris, Leptodus, Orthotetina, Richthofenia.

В одновозрастных сообществах Джису-Хонгора теплолюбивых элементов фауны значительно больше. Из брахиопод, кроме перечисленных выше, известны Enteletes, Geuerella, Meekella, Uncenunellina. Многочисленны и разнообразны кораллы. Нижнетатарские (нижнемидийские по шкале Тетиса) отложения охарактеризованы аберрантными фузулинидами, неизвестными в разрезах Южной Монголии. Позднетатарская (позднемидийская) фауна в Монголии до настоящего времени неизвестна. Морские отложения с близкими по составу комплексами Тетической позднемидийской фауны известны в Джису-Хонгоре и Южном Приморье.

Значительное различие фаунистических сообществ раннетатарского времени Южной Монголии, Курук-Тага, Бейшаня, Сиучжумуциньци (т.е. местонахождений фауны, расположенных к северу от линии, разделявшей Сибирскую и Катазиатскую плиты) – с одной стороны, и Джису-Хонгора, Южного Приморья – с другой, на мой взгляд, объясняется тем, что отвечающие им бассейны находились на разных широтах. Эта гипотеза подтверждается палеомагнитными данными, приведенными в упомянутой статье Руженцева и др. (1992) и показывающими, что нижнепермские отложения, расположенные к северу от сутуры Солонкер–Солонбо–Линьси формировались на широте 50° с.ш., а отложения к югу от нее – на широте 10° с.ш.

В этой же работе говорится о микроконтинентах, располагавшихся южнее Сибирского континента. Представляется вполне вероятным, что южнее Сибирского континента, окраину которого занимал Северомонгольский Бореальный бассейн, располагавшийся согласно палинспастическим реконструкциям на широте около 60°, на широтах 40°–50° с.ш. существовал Южномонгольский микроконтинент. Его шельфы и служили местом обитания более холодноводной фауны, чем одновозрастные сообщества Джису-Хонгора. Последний бассейн, вероятно, был приурочен к Сино-Корейской плите.

Судя по палеомагнитным данным, не исключено, что Сино-Корейская плита была развернута не в субмеридианальном направлении, как это изображается в последних реконструкциях (Scotese, McKerrow, 1990 и др.), а в субширотном, как это показано в Атласе литолого-палеогеографических карт мира (Ронов и др., 1984). В пользу этого предположения свидетельствует фауна Джису-Хонгора, которая, по мнению Б.К. Лихарева, В.И. Устрицкого и Г.В. Котляр, изучавших ее, близка чандалазской фауне Южного Приморья.

В заключение необходимо отметить, что на основе опорного разреза удалось привязать разрозненные фрагментарные местонахождения верхнепермской фауны из различных структурно-фациальных зон к строго определенным слоям единого разреза в их нормальной последовательности. Фауна этих местонахождений значительно дополнила комплексы стратотипа.

[2] Э.Я. Левен, ознакомившись в 1996 г. по моей просьбе с фотографиями шлифов монодиексодин из разреза Джису-Хонгор (Ding Yunjie et al., 1985), пришел к выводу о наиболее вероятном болорском (кунгурском) возрасте комплекса.

Выделяемые в статье брахиоподовые зоны отвечают определенным этапам значительного обновления сообществ, вызванным различными абиотическими событиями. Так, например, время L. decimana–W. angustata соответствует максимуму развития холодноводной кунгурско-казанской трансгрессии. В составе брахиопод зоны присутствует значительное количество бореальных родов и видов, характерных для одновозрастных сообществ, преимущественно, Западно-Арктической провинции. По мере спада трансгрессии и смены цикла (соответственно время A. lita–W. angustata и E. jisuensis), растет число видов-эндемиков, распространенных только в пределах Уссурийской провинции. Последняя, по данным А.Д. Миклухо-Маклая (1963), охватывает районы Южной Монголии, Северо-Восточного Китая, Дальнего Востока и Японии.

В работе впервые приводится состав нового, самого молодого в данном районе пермского комплекса брахиопод зоны E. jisuensis. Характерно, что в его составе имеются виды, впервые описанные из одновозрастных отложениях Бореального бассейна Северо-Восточной Монголии. Вероятно, это можно расценить, как свидетельство установления более тесных связей между биотами этих бассейнов в конце перми.

Трансгрессии и регрессии, о которых упоминалось выше, это только немногие из абиотических факторов, существенно влиявших на состав населения бассейна. Не менее значимы были изменения температурного режима, фаций, площадей шельфовых зон, путей миграции фауны и т.п. факторов. Так, например, определенными параметрами температуры бассейна данными замеров палеоширот подтверждается предположение о вероятном наличии одного или группы микроконтинентов, на шельфах которых в пермское время обитала своеобразная "умеренно тепловодная" фауна смешанного, бореально-тетичекого состава, характерная для Юго-Восточной Монголии, Северо-Восточного Китая и некоторых районов Приморья, расположенных к северу от сутуры Солонбо–Линьси.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бобров В.А., Куликов М.В. Монголо-Забайкальский пролив пермского времени // Докл. АН СССР. 1968. Т. 180. № 5. С. 1179–1182.

Грунт Т.А. Биогеография пермских морских бассейнов // Палеонтол. Журн. 1995. № 4. С. 10–25.

Зональная стратиграфия СССР. М.: Недра, 1991. 160 с.

Калашников Н.В. Брахиоподы перми Европейского Севера России. СПб.: Наука, 1993. 151 с.

Лихарев Б.К. О некоторых вопросах стратиграфии пермских отложений СССР // Тр. ВСЕГЕИ. 1968. Нов. сер. Т. 143. С. 171–181.

Лихарев Б.К., Котляр Г.В. Пермские брахиоподы Южного Приморья // Верхний палеозой Северо-Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 63–75.

Мананков И.Н. Новые продуктиды из верхнепермских отложений Северо-Восточной Монголии // Тр. СРМПЭ. 1992. Вып. 41. С. 70–75.

Мананков И.Н. Биостратиграфия и биогеография бореальной перми Монголии // Сб. докл. IV Междунар. школы. М.: ПИН РАН, 1995. С. 119–132.

Мананков И.Н. Пермь Юго-Восточной Монголии // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 230–232.

Мананков И.Н. Новые брахиоподы из верхнепермских отложений Юго-Восточной Монголии // Палеонтол. журн. 1998. № 5. С. 49–55.

Миклухо-Маклай А.Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л.: Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1963. 329 с.

Опорный разрез перми Омолонского массива // Тр. МСК СССР. 1990. Т. 21. 198 с.

Павлова Е.Е., Дуранте М.В., Мананков И.Н., Морозова И.П. Палеобиогеографическое положение Монголии в позднем палеозое // Проблемы палеобиогеографии Азии. Тр. ССМПЭ. 1986. Вып. 29. С. 87–97.

Павлова Е.Е., Мананков И.Н., Морозова И.П. и др. Пермские беспозвоночные Южной Монголии // Тр. ССМПЭ. 1991. Вып. 40. 173 с.

Позднепермский этап эволюции органического мира. Джульфинский и дорошамский ярусы СССР. Л.: Наука, 1984. 199 с.

Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Л., 1984. 70 с.

Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Офиолитовые структуры Внутренней Монголии // Докл. АН. 1992. № 5. Т. 322. С. 953–958.

Устрицкий В.И. Биостратиграфия верхнего палеозоя Арктики // Тр. НИИГА. 1971. Т. 164. 279 с.

Цзян Чунь-Фа, Чжоу Цин-Лин, Устрицкий В.И. и др. Стратиграфия и фауна пермских отложений района Бейшань (Зап. Ганьсу). Пекин, 1963. 73 с.

Ding Yunjie et al. Study on the Early Permian Stratifraphy and Fauna in Zhesi District, Nei Mongol Zizhiqi (Inner Mongolia) // Bull. Tianjin Inst. of Geol. Mineral. Resours. 1985. № 10. Beijng: Geol. publ. hause. 244 p.

Grabau A.W. The Permian of Mongolia // Natur. Hist. Centr. Asia. N.Y., 1931. V. 4. 665 p.

Lee Li, Gu Feng, Li Wen-guo. A new genus and some new species of brachiopod from Lower Permian of Xi Ujmgin Gi, Nei Mongol // Bull. Shenyang Inst. Geol. Mineral. Res., Chinese Acad. Geol. Sci. 1982. № 4. P. 113–129.

Lee Li, Gu Feng, Li Wen-guo. Early Permian Productids from Xi Ujmgin Gi, Nei Mongol. Autonomus // Prof. papers of Stratigr. and Paleontol. 1983. № 11. Beijing: Geol. Publ. House. P. 71–78.

Scotese Ch.R., Bambach R.K., Barton C., Van der Voo R., Ziegler A.M. Palaeozoic base maps // J. Geol. 1979. V. 87. № 3. P. 217–277.

Scotese Ch.R., McKerrow W.S. Revised world maps and introduction // Palaeozoic palaeogeography and biogeography. Mem. Geol. Soc. London, 1990. № 12. P. 1–21.

Shi G.R., Archbold N.W. Distribution of Asselian to Tastubian (Early Permian) Circum Pacific brachiopod faunas // Mem. Assoc. Austral. Palaeontol. 1993. № 15. P. 343–351.

Рецензенты Л.А. Невесская, А.Ю. Розанов

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 1, с. 66–70

УДК 551.761.1:564.53(57)

ЭТАПНОСТЬ РАЗВИТИЯ РАННЕТРИАСОВЫХ АММОНОИДЕЙ ВОСТОКА БОРЕАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

© 1999 г. С. П. Ермакова

Якутский институт геологических наук СО РАН, 677891 Якутск, проспект Ленина, 39. Россия

Поступила в редакцию 13.01.97 г., получена после доработки 10.11.97 г.

С учетом особенностей биогеографической дифференциации и филогенетических связей аммоноидей рассмотрена история развития раннетриасовых аммоноидных сообществ востока Бореальной области. В их развитии выделяются два фаунистических ритма, соответствующие подъярусам, и 11 стадий, соответствующие 22 биостратонам – зонам и подзонам биостратиграфической схемы нижнего триаса Северо-Востока Азии.

Ключевые слова. **Ранний триас, аммоноидеи, ритм, этап, стадия, ярус, фаза.**

Сообщества раннетриасовых аммоноидей востока Бореальной области представлены видами-иммигрантами и видами, филогенетически связанными между собой, образующими ряд эндемичных филогенетических ветвей. Часть видов-иммигрантов является предковыми формами для эндемичных ветвей. Не все виды, филогенетически связанные между собой, являются эндемиками в полном смысле этого слова. Некоторые из них относятся к эмигрантам, расселение которых в другие бореальные бассейны и Тетис происходило из центра формообразования восточной части Бореальной области. Поскольку аммоноидные сообщества восточнобореального бассейна имеют смешанный состав, история их развития рассматривается с учетом особенностей географической дифференциации и филогении всех населявших бассейн аммоноидей. В свою очередь, история развития аммоноидей является основой зональной биостратиграфической схемы нижнего триаса Северо-Востока Азии (Дагис, Ермакова, 1993; Dagys, 1994).

Ранний триас восточной части Бореальной области в биогеографическом отношении представляет собой два классических фаунистических ритма в понимании Р. Эне (Enay, 1980). Они соответствуют двум ярусам нижнего триаса – индскому и оленекскому. В каждом из этих ритмов выделяется по два этапа, охватывающих временной интервал, соответствующий подъярусу. Первый этап, как правило, отражает время возникновения и расцвета космополитного, а второй – эндемичного сообщества аммоноидей. Этапы разделяются на ряд стадий, отражающих время развития одного или нескольких родов и отвечающих одной или нескольким зонам биостратиграфической схемы нижнего триаса. В стадиях могут быть выделены и более мелкие подразделения, которые бы соответствовали временному интервалу развития одного или нескольких видов.

В развитии индских аммоноидей выделяются два этапа (рис. 1). В раннем инде, ознаменовавшемся глобальной трансгрессией, отмечалась существенная нивелировка аммоноидей, и в бассейнах разных палеоширот в это время доминировали общие роды (Dagys, Ermakova, 1996). Для первого этапа первого ритма в восточной части Бореальной области, возможно, устанавливаются две инвазии генетически не связанных между собой групп аммоноидей. Первая из них ознаменовалась появлением рода Otoceras, если центром расселения Otoceras считать Арктическую Канаду. К сожалению, проследить связи Otoceras concavum с предковыми формами ни в Арктической Канаде, ни в Восточном Верхоянье не представляется возможным. Поэтому и вопрос о центре расселения Otoceras не может быть решен однозначно. Если этим центром является Восточное Верхоянье, то следует говорить об эмиграции аммоноидей в начале этапа и о последующей за ней инвазии, которой обусловлено появление в восточной части Бореальной области представителей рода Tompophiceras и генетически связанных с ним офицератид. Центром происхождения томпофицеров является западная часть Бореальной области. В других бореальных регионах такого четкого разделения отоцеровых и офицеровых фаун нет. В Восточной Гренландии (Spath, 1930, 1935), Арктической Канаде (Tozer, 1994) и на Шпицбергене (Корчинская, 1986) в зоне boreale вместе с Otoceras встречаются томпофицерасы и офицератиды.

Большинство родов, известных в раннем инде на Северо-Востоке Азии, – иммигранты, с чем, вероятно, связано ограниченное применение для этого этапа филогенетического метода. Здесь прослеживаются лишь короткие видовые филолинии родов Otoceras, Tompophiceras и Wordieoceras.

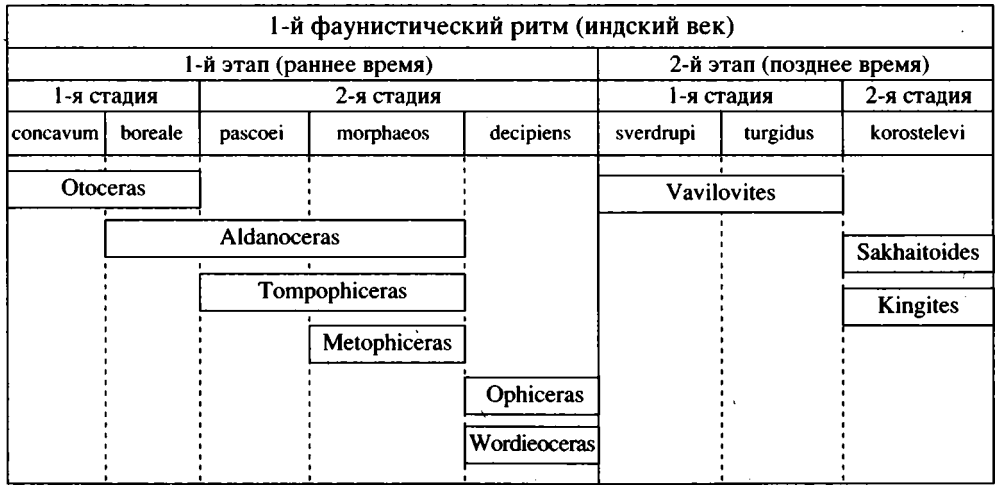


Рис. 1. Этапность развития индских аммоноидей.

Первая стадия первого этапа развития раннетриасовых аммоноидей, отвечающая фазам concavum и boreale, характеризуется появлением O. concavum и возникновением O. boreale в результате эволюционных преобразований первого. Кроме того, в конце стадии появляется единственный представитель ксенодисцид в триасе – род Aldanoceras. В западной части Бореальной области в середине первой стадии, наряду с O. boreale, появляются Tompophiceras, Ophiceras и Vishnuites.

Вторая стадия первого этапа отвечает трем фазам – pascoei, morphaeos и decipiens. К ее началу приурочено появление в восточной части Бореальной области двух западнобореальных видов рода Tompophiceras – T. pascoei и T. gracile, эволюционное развитие которых привело к возникновению эндемичных видов T. morphaeos и T. bychkovi. В середине и конце стадии появляются два рода-иммигранта, генетически связанные с Tompophiceras. Каждый из них на востоке Бореальной области представлен только одним видом: Metophiceras subdemissum и Ophiceras transitorium. M. subdemissum дал начало филогенетическому ряду, развивающемуся в позднем инде и раннем оленеке. Завершается вторая стадия появлением еще одного западнобореального рода Wordieoceras, представленного видом W. decipiens, в результате эволюционных преобразований которого появляется W. tompoense.

На втором этапе первого ритма, вероятно, в связи с отрицательными изменениями эвстатического уровня Мирового океана происходит резкое возрастание географической дифференциации фаун морских беспозвоночных, в том числе и аммоноидей. Бассейны разных широт в это время были заселены разнотипными, по сути дела, фаунами. Намечается определенная обособленность восточной и западной частей Бореальной области. В позднем инде на востоке Бореальной области выделяются две стадии в развитии аммоноидей. Первая стадия второго этапа соответствует времени развития рода Vavilovites. Зональная схема нижней части верхнеиндского подъяруса построена на эволюции этого рода, заключавшейся в постепенном изменении таксонов от относительно тонких с узкой вентральной стороной до вздутых, особенно в приумбиликальной части, с широкой вентральной стороной. Первая стадия отвечает зонам sverdrupi и turgidus с подзонами subtriangularis и umbonatus. Она характеризуется абсолютным доминированием рода Vavilovites. В западной части Бореальной области, наряду с ранним видом V. sverdrupi, был широко распространен род Proptychites и отмечается иммигрант из Тетиса – Prionolobus. Более поздние вавиловиты, широко распространенные на Северо-Востоке Азии, в западных бореальных регионах неизвестны.

Вторая стадия второго этапа отвечает фазе korostelevi. Она характеризуется появлением эндемичного рода Sakhaitoides, генетически, вероятно, связанного с Metophiceras и представленного двумя видами, а также вида korostelevi, условно отнесенного к роду Kingites. Центр происхождения рода Kingites пока неясен. В западной части Бореальной области наряду с представителями рода Kingites продолжают свое существование вавиловиты и появляются представители родов Koninckites и Flemingites. Кроме того, Э. Тозером (Tozer, 1994) для Арктической Канады указываются новые виды Xenodiscoides calnanani и Wyomingites scapulatus, систематическое положение которых вызывает сомнение.

Во втором фаунистическом ритме, как и в первом, выделяются два крупных этапа эволюции: бореальных аммоноидей и сообществ из акваторий низких широт (Захаров, 1975). Каждый из этих этапов охватывает временной интервал, соответствующий подъярусу (рис. 2). В раннем оленеке

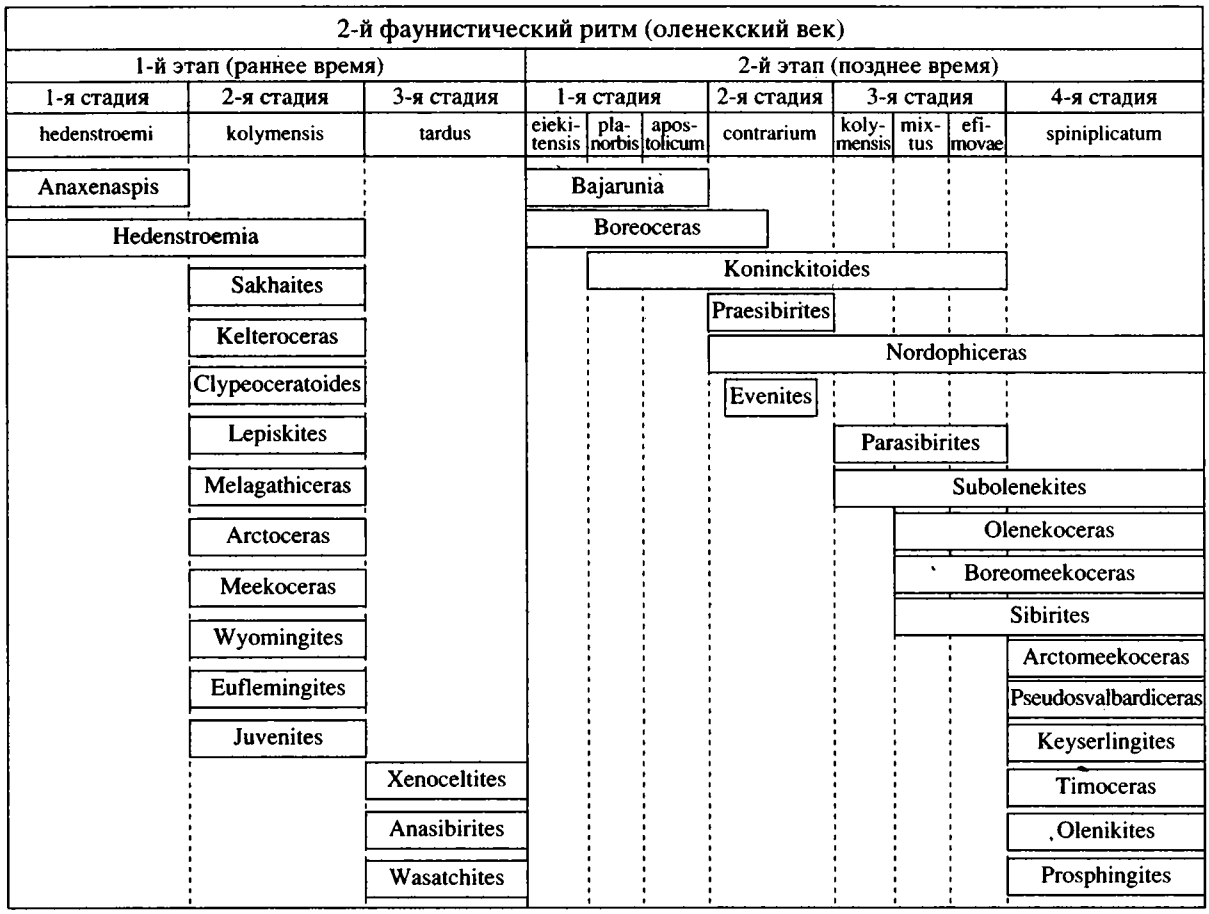


Рис. 2. Этапность развития оленекских аммоноидей.

отмечается широкая инвазия в бореальные бассейны тетических таксонов, и в сообществах аммоноидей доминировали космополитные роды, что хорошо увязывается с глобальной трансгрессией, имевшей место в это время. Здесь, как и на первом этапе первого фаунистического ритма, не исключена возможность эмиграции аммоноидей в начале этапа, если считать центром расселения хеденштремий восточнобореальный бассейн. Но даже если центром расселения являются Гималаи, то появление хеденштремиид в западной части Бореальной области связано с миграцией их из восточной части. Одновременно с космополитными родами в восточной части Бореальной области развивались и отдельные эндемичные филогенетические линии. На основании исторического развития сообществ восточнобореальных аммоноидей первый этап второго фаунистического ритма делится на три стадии.

Начало этого этапа связано с появлением двух космополитных родов – Hedenstroemia и Anaxenaspis. По всей вероятности, именно восточная часть Бореальной области стала центром формообразования и расселения названных родов, если наше предположение о происхождении Hedenstroemia и Anaxenaspis верно. Наиболее вероятным предком хеденштремиид является позднеиндский род Kingites, а корни рода Anaxenaspis следует искать среди эволютных форм, отделившихся от Vavilovites в начале позднего инда. Первая стадия первого этапа второго фаунистического ритма соответствует зоне hedenstroemi и характеризуется доминированием Hedenstroemia hedenstroemi и генетически связанного с ним H. tscherskii. Развитие хеденштремиид шло в сторону усложнения лопастной линии. Одновременно с хеденштремиями появляется Anaxenaspis olenekensis. Не исключено, что в эту же стадию появляются первые Sakhaites, известные по фрагментам только в одном регионе (разрез по руч. Вендявкири, левому притоку р. Буур), но это предположение несколько преждевременно, так как не подкреплено другими разрезами (Дагис, Ермакова, 1990). В западной части Бореальной области хеденштремииды известны в двух пунктах Арктической Канады (Дагис, Тозер, 1989; Tozer, 1994), а во всех других регионах фиксируется палеонтологический хиатус, соответствующий времени развития аммоноидей первой стадии.

Вторая стадия первого этапа оленека, соответствующая фазе kolymensis, ознаменовалась широкой инвазией таких космополитных родов, как Arctoceras, Meekoceras, Wyomingites, Euflemingites, Melagathiceras и Juvenites. Одновременно с ними продолжают развиваться и эндемичные филогенетические линии. В эту стадию появляются и развиваются эндемичные роды Lepiskites и Clypeoceratoides, генетически связанные с Anaxenaspis, эволюционное развитие которых заключается в усложнении лопастной линии и увеличении инволютности раковины. Появляются роды Sakhaites и Kelteroceras, генетически связанные с позднеиндскими Sakhaitoides и эволюционирующие в сторону упрощения организации, которое коснулось, главным образом, строения лопастной линии. Заканчивает свое развитие род Hedenstroemia, представленный во второй стадии только одним видом, описанным в открытой номенклатуре. Следует отметить, что эндемичные филогенетические линии восточнобореальных аммоноидей, корни которых уходят в инд, во вторую стадию заканчивают свое развитие. Эта стадия отличается наибольшим таксономическим разнообразием раннетриасовых аммоноидей на видовом уровне на востоке Бореальной области. В западнобореальном бассейне второй стадии соответствует фаза romunderi, таксономическое разнообразие которой не уступает восточнобореальному. Кроме общих родов (Meekoceras, Arctoceras, Euflemingites, Juvenites, Melagathiceras), здесь отмечаются Kashmirites, Oxyussuria, Paranannites, вероятно, иммигранты из Тетиса.

Третья стадия первого этапа оленека, соответствующая фазе tardus, характеризуется исключительно космополитными родами Wasatchites, Anasibirites и Xenoceltites. Другими словами, в этой стадии продолжается инвазия аммоноидей из Тетиса и западных регионов Бореальной области. Wasatchites и Anasibirites не получили широкого распространения в восточной части Бореальной области. Род Xenoceltites, представленный двумя видами (X. subevolutus и X. matheri), явно является доминирующим на этой стадии, а развитие его в сторону усложнения лопастной линии и изменения скульптурных элементов привело к появлению двух эндемичных ветвей, получивших широкое развитие на втором этапе рассматриваемого фаунистического ритма. В таксономическом отношении аммоноидеи третьей стадии не отличаются разнообразием. В западнобореальном бассейне третьей стадии соответствует зона tardus, характеризующаяся сходным комплексом аммоноидей, но с большим таксономическим разнообразием.

Второй этап второго фаунистического ритма, соответствующий верхнеоленекскому подъярусу, был временем крайнего эндемизма аммоноидей, их усиленной географической дифференциации и, вероятно, существенного понижения уровня Мирового океана. Акватории низких и высоких палеоширот были заселены разнотипными фаунами, и лишь в отдельные моменты отмечается проникновение в пограничные акватории Тетиса отдельных бореальных родов и, наоборот, появление тетических форм среди бореальных комплексов. В развитии аммоноидей востока Бореальной области на втором этапе оленека выделяются четыре стадии. Первая стадия соответствует фазам eikitensis, planorbis и apostolicum. Начало стадии связано с появлением сразу двух эндемичных родов Bajarunia и Boreoceras, филогенетически связанных с разными видами рода Xenoceltites. Развитие рода Bajarunia, представленного шестью видами (B. eiekitensis, B. taimyrensis, B. alexandri, B. euomphala, B. alexeevae и B. sp.), ограничено исключительно первой стадией. Эволюционные преобразования внутри рода происходят в основном за счет незначительного усложнения лопастной линии. Три вида рода Boreoceras (B. planorbis, B. apostolicum и B. demokidovi) не выходят в своем распространении за пределы трех названных фаз. В середине первой стадии появляется еще один эндемичный род Koninckitoides, являющийся терминальным родом филогенетической ветви Anaxenaspis–Lepiskites–Clypeoceratoides. Его появление связано с упрощением организации. В западнобореальных регионах аммоноидеи первой стадии неизвестны, и приходится констатировать палеонтологический хиатус, соответствующий трем зонам.

Вторая стадия рассматриваемого этапа соответствует зоне contrarium с подзонами lenaense, tuberculatus и egorovi. Начало ее совпадает с появлением рода Nordophiceras, отделившегося от Bajarunia в результате эволюционных преобразований, связанных с исчезновением своеобразных скульптурных образований последнего. В первой половине стадии завершает свое развитие род Boreoceras (B. lenaense и B. mirabile), эволюционные изменения которого в сторону усиления скульптурных элементов привели к появлению еще одного эндемика – Praesibirites. Развитие рода Praesibirites, представленного двумя видами (P. tuberculatus и P. egorovi), ограничено исключительно второй стадией. На этой же стадии продолжает свое существование род Koninckitoides. К ее средней части приурочено появление иммигранта из Тетиса рода Evenites, время существования которого ограничено зональным моментом tuberculatus. В западной части Бореальной области аммоноидеи второй стадии, как и первой, неизвестны.

Появление иммигранта из западных регионов Бореальной области Subolenekites pilaticus и возникновение рода Paraesibirites в результате эволюционных преобразований Praesibirites положили начало третьей стадии позднего оленека. Она соответствует фазам kolymensis, mixtus и efimovae. На этой стадии развиваются четыре вида рода Subolenekites. Два из них (S. pilaticus и S.? shevyrevi) дали начало родам Olenekoceras и Boreomeekoceras. Развитие рода Parasibirites (P. grambergi, P. kolymen-

sis, P. subpretiosus, P. mixtus, P. efimovae) ограничено исключительно третьей стадией. Все изменения внутри рода затрагивают только различные элементы скульптуры, длительность тех или иных скульптированных стадий и очень незначительно форму раковины. В середине стадии от Parasibirites отделяется род Sibirites, развитие которого шло в сторону упрощения организации за счет скульптурных элементов и незначительного упрощения лопастной линии. Два вида (S. elegans и S. pretiosus) появились в различные моменты третьей стадии. Продолжают свое развитие нордофицерасы. В начале стадии появляются еще два новых вида (Nordophiceras menense и N. kasakovi), существование которых ограничено третьей стадией. Koninckitoides – терминальный род филогенетической ветви, корни которой уходят в поздний инд, завершает свое развитие. Эта стадия в развитии аммоноидей прослеживается и в западной части Бореальной области (Арктическая Канада), где ранее достоверно был установлен только один вид Subolenekites pilaticus, отнесенный Э. Тозером (Tozer, 1967) к роду Olenikites. Позднее Э. Тозер (Tozer, 1994) описал новый вид Olenikites subrilis, который вероятнее всего также относится к роду Subolenekites, а также новый вид Neomeekoceras scalariforme, практически ничем не отличающийся от Nordophiceras menense и, по всей видимости, одинакового с ним систематического положения.

Четвертая стадия позднего оленека соответствует фазе spiniplicatus. По систематическому разнообразию аммоноидей она незначительно уступает второй стадии раннеоленекского этапа. Начало стадии совпадает с появлением сразу пяти новых эндемичных родов: Olenikites, Timoceras, Pseudosvalbardiceras, Keyserlingites, Arctomeekoceras. В это время продолжает свое развитие Nordophiceras, появляется три новых его вида (N. karpinskii, N. popovi, N. schmidti). Эволюционное развитие рода Nordophiceras в сторону уплощения вентральной стороны привело к появлению эндемичного рода Pseudosvalbardiceras, сыгравшего не последнюю роль в дальнейшем развитии аммоноидей в среднетриасовую эпоху. Большого разнообразия на четвертой стадии достигли Olenekoceras. В это время завершает свое существование O. middendorffi и появляются два новых вида (O. shrenki и O. nikitini). Развитие рода шло в сторону увеличения размеров раковины, что в свою очередь привело к необходимости усиления скульптурных образований и усложнения лопастной линии. От Olenekoceras в результате дальнейшего усложнения лопастной линии и появления новых скульптурных образований отделяется монотипичный род Keyserlingites, расселившийся по всей Бореальной области. Еще два монотипических рода (Timoceras и Olenikites) появляются в результате эволюционных преобразований Subolenekites altus, завершающего свое существование на этой стадии. К началу стадии приурочено появление Arctomeekoceras. На этом уровне заканчивают развитие Sibirites и Boreomeekoceras и появляется иммигрант из Тетиса Prosphingites. В западной части Бореальной области с четвертой стадией совпадает широкая инвазия тетических аммоноидей. Из большого комплекса аммоноидей, представленного здесь родами Preflorianites, Prosphingites, Isculitoides, Popovites, Zenoites, Monacanthites, Metadagnoceras, Svalbardiceras, Keyserlingites, Procarnites и Leiophyllites, известно только два вида (Keyserlingites subrobustus и Prosphingites czekanowskii), общих для обеих частей Бореальной области, и несколько видов отнесено Э. Тозером (Tozer, 1994) к роду Olenikites.

Проведенный анализ показывает, что зональная биостратиграфическая схема Северо-Востока Азии в целом соответствует ритмам, этапам и стадиям развития аммоноидей востока Бореальной области. Установленные ритмы полностью отвечают ярусам, этапы – подъярусам, а стадии – одной или нескольким зонам. Аналогичная этапность в развитии аммоноидей устанавливается и в западной части Бореальной области. Не исключено, что выделяемые в Бореальной области ритмы и этапы отвечают глобальным этапам в развитии аммоноидей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дагис А.С., Ермакова С.П. Раннеоленекские аммоноидеи Сибири. М.: Наука, 1990. 112 с.

Дагис А.С., Ермакова С.П. Схема детальной биостратиграфии бореального нижнего триаса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 26–36.

Дагис А.С., Тозер Е.Т. Корреляция триаса Северной Канады и Сибири // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 11–17.

Захаров Ю.Д. Раннетриасовые аммоноидеи Востока СССР. М.: Наука, 1975. 224 с.

Корчинская М.В. Биостратиграфия индского яруса Шпицбергена // Геология осадочного чехла архипелага Шпицберген. Л.: Севморгеология, 1986. С. 77–93.

Dagys A., Ermakova S. Induan (Triassic) ammonoids from north-eastern Asia // Rev. paleobiol. 1996. V. 15. № 2. P. 401–447.

Enay R. Paleobiogeographic et ammonites jarassiques: "rythmes fauniques" et variations du nivean marin; voies d'echanges, migrations et domaines biogeographques" // Mem. Soc. geol. France. 1980. № 10. P. 261–281.

Spath L.F. The Eotriassic invertebrate fauna of East Greenland // Medd. Grønland. 1930. Bd. 83. № 1. S. 1–90.

Spath L.F. Additions to the Eotriassic invertebrate fauna of East Greenland // Medd. Grønland. 1935. Bd. 98. № 2. S. 1–115.

Tozer E.T. A standard of Triassic time // Bull. Geol. Surv. Canada. 1967. № 156. P. 1–103.

Tozer E.T. Canadian Triassic ammonoid faunas // Bull. Geol. Surv. Canada. 1994. № 467. P. 1–663.

Рецензенты А.С. Алексеев, А.А. Шевырев

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 1, с. 71–85

УДК 622.241:[56(116):551.7.02(571.12)]

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ, ВСКРЫТЫХ ТЮМЕНСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНОЙ

© 1999 г. А. И. Киричкова, Н. К. Куликова, Л. Л. Овчинникова, Н. А. Тимошина, Т. А. Травина, В. А. Федорова

Всероссийский нефтяной геологоразведочный научно-исследовательский институт, 191104 Санкт-Петербург, Литейный проспект, 39, Россия

Поступила в редакцию 18.03.97 г.

Тюменская сверхглубокая скважина ТСГ-6, пробуренная на севере Западной Сибири, впервые вскрыла в полном объеме отложения мезозоя и, возможно, верхов палеозоя. В процессе бурения скважины выявлена четкая последовательность стратонов, ранее установленных в мезозойской толще по разрозненным разрезам Западной Сибири. Впервые получен полный разрез триасовых отложений, представленных эффузивно-осадочными породами, подстилающими без видимого несогласия осадочную толщу юры. Отобранный в последние годы из керна скважины палеонтологический материал позволил представить комплексное биостратиграфическое обоснование расчленения мезозойских отложений, вскрытых скважиной, возраст стратонов и их стратиграфические объемы. Выделены палинокомплексы, характерные для среднего, позднего триаса, юры и начала раннего мела, что позволило провести широкие хроностратиграфические сопоставления не только в пределах Уренгойского района. На основании полученных комплексов растений, определенных по макроостаткам растений, предложена корреляция разреза сверхглубокой скважины с разрезами опорных скважин Уренгойской площади. Выявлены комплексы микрофауны из прибрежно-морских прослоев континентальной толщи мезозоя, указывающих на своеобразие и динамичность палеобстановок в течение всего периода осадконакопления мезозойской толщи.

Ключевые слова. **Сверхглубокая скважина, площадь Уренгой, биостратиграфия, мезозой, палинокомплексы, микрофауна, макроостатки растений, корреляция, стратоны, свиты.**

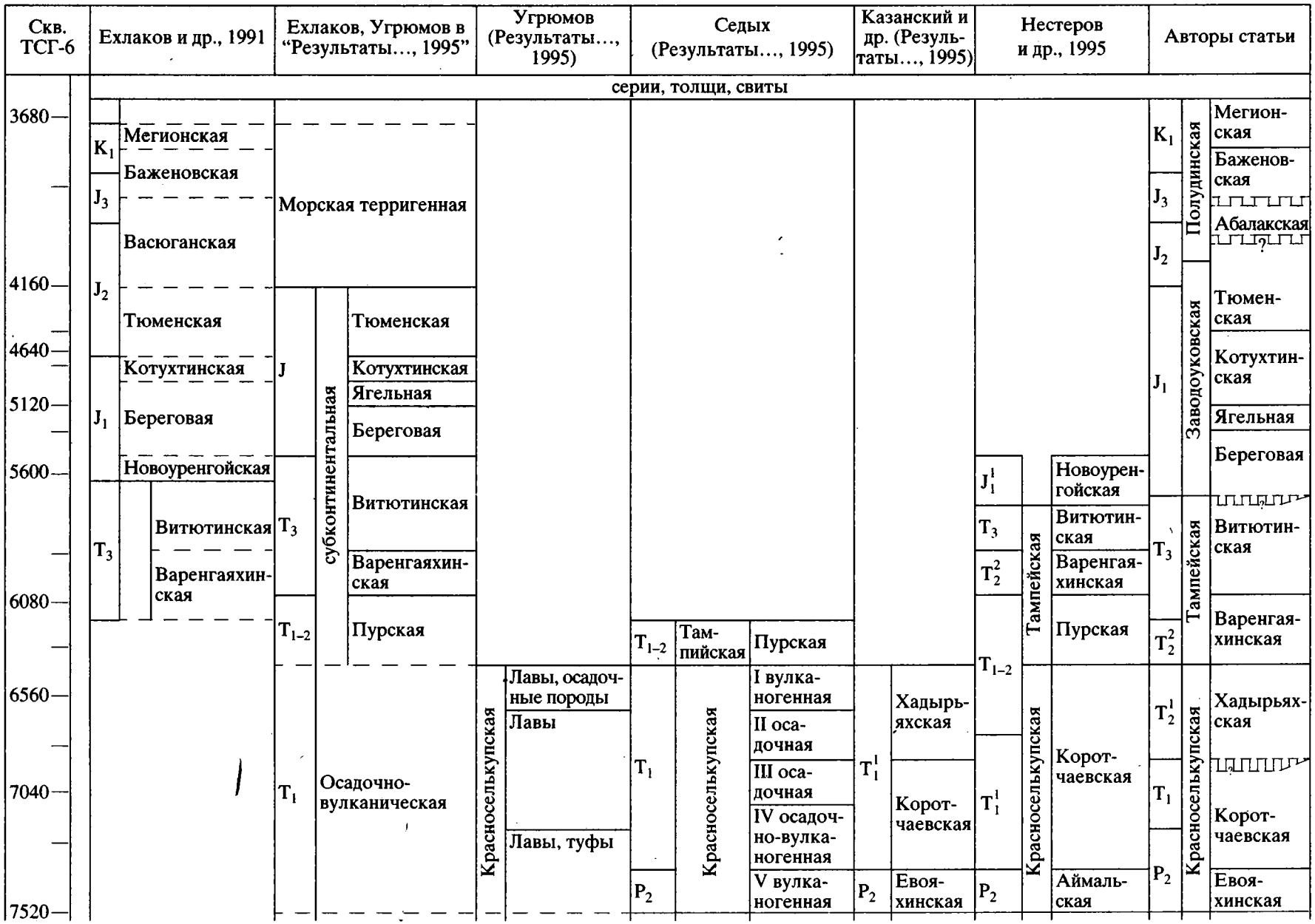
Тюменская сверхглубокая скважина расположена на севере Западной Сибири – в Уренгойском нефтегазоносном районе Надым-Пурской нефтегазоносной области. Бурение скважины начато в 1987 г., и в 1994 г. была достигнута рекордная для осадочных бассейнов глубина – 7502 м. Бурение до глубины 3698 м проходило без отбора керна. Со сплошным отбором керна пройден интервал 3698–4100 м. Далее бурение проводилось с почти 80% отбором керна. В результате бурения был получен уникальный фактический материал, позволяющий с необходимой достоверностью уточнить многие вопросы, в том числе лито- и биостратиграфической характеристики мезозойских перспективных на нефть и газ отложений Уренгойского района в целом.

Вскрытый сверхглубокой скважиной разрез с глубины 3698 м и до 7502 м представлен породами континентального, морского, прибрежно-морского генезиса меловой, юрской, триасовой систем и вулканогенными образованиями, возможно, нижнего и среднего триаса и пермской системы. Первые сведения о стратиграфическом расчленении отложений в интервале 3698–6194 м были опубликованы в 1991 г. в статье Ю.А. Ехлакова с соавторами (Ехлаков и др., 1991). Авторы, согласно стратиграфической схеме, принятой для Уренгойского района на Межведомственном стратиграфическом совещании в Тюмени в 1990 г., подразделили (таблица) вскрытую толщу (снизу вверх) на: тампейскую серию с варенгаяхинской и витютинской свитами (конец среднего – поздний триас), заводоуковскую – со свитами новоуренгойской, береговой[1], котухтинской (ранняя юра), тюменской (средняя юра); полудинскую – с абалакской (средняя и начало поздней юры), баженовской (поздняя юра, начало раннего мела) и частично мегионской (ачимовская пачка) свитами раннего мела (берриас). Возрастная датировка выделенных стратонов авторами дана по предварительным данным изучения спорово-пыльцевых комплексов, проведенных С.И. Пуртовой.

В феврале 1995 г. по инициативе Роскомнедра, НПП "Недра", КамНИИКИГС в Перми состоялось совещание, посвященное результатам бурения и исследований Тюменской сверхглубокой

[1] Авторами статьи допущена неточность в номенклатуре свит: по схеме, принятой на Стратиграфическом совещании в 1990 г., г. Тюмень, нижняя свита юрской толщи – береговая (название "новоуренгойская" оказалось преоккупированным), а перекрывающая ее свита – ягельная.

Представления авторов о расчленении мезозойских отложений, вскрытых сверхглубокой скважиной ТСГ-6



скважины. На совещании широко обсуждались вопросы техники и технологии бурения, глубинного строения и перспектив нефтегазоносности. Вопросы стратиграфического расчленения всей вскрытой толщи, а тем более биостратиграфии, обоснования возраста и корреляции отложений в пределах региона почти не рассматривались. Лишь в тезисах некоторых авторов (Ехлаков, Угрюмов, Седых, Казанский – см. Результаты..., 1995) представлено расчленение (таблица) нижней вулканогенно-осадочной части разреза на литостратоны, возраст которых был определен по палинологии (Пуртова – см. Результаты..., 1995).

В вышедшей несколько позже статье И.И. Нестерова с соавторами (1995) нижняя часть вскрытого сверхглубокой скважиной разреза подразделена (таблица) на две серии: красноселькупскую с двумя свитами – аймальской и коротчаевской, и тампейскую со свитами – пурской, варенгаяхинской и витютинской. Возраст стратонов дан по палинологическим данным. К сожалению, в статье приведены лишь общие представления о палинокомплексах и их названия. Это очень затруднило использование уже имеющихся данных по палинологии как для биостратиграфического анализа, так и при возрастной датировки отложений.

В последние годы при содействии А.А. Диковского, главного геолога Тюменской геологоразведочной экспедиции сверхглубокого бурения при ГНПП "Недра", нам были предоставлены графические геологические материалы, а также возможность просмотреть и описать керн Тюменской сверхглубокой скважины и отобрать палеонтологические образцы. Результаты обработки и последующий анализ этого материала с учетом уже опубликованных данных послужил материалом для настоящей статьи.

Литологическая колонка на рисунках 1, 2, 3 составлена по описанию керна с учетом данных геологов Тюменской геологоразведочной экспедиции. Обработка, особенно определение палеонтологических образцов, оказалась наиболее трудоемкой. Высокая степень метаморфизма пород, представленных зачастую песчаными, крупнозернистыми разностями, своеобразные условия осадконакопления сильно сказались на степени сохранности органических остатков. Особенно это коснулось микрофоссилий – спор, пыльцы, микрофитопланктона, микрофауны. Разрушающему влиянию метаморфизма подвергались и макроостатки растений. В отдельных прослоях встречаются лишь отпечатки стеблей, листьев, но, как правило, отсутствуют фитолеймы (мумифицированные листья) последних, что не позволило изучить эпидермальные структуры листьев голосеменных.

ПЕРМЬ?. ТРИАС

Красноселькупская серия в разрезе тюменской сверхглубокой скважины объединяет мощную (более 1000 м) толщу осадочно-вулканогенных

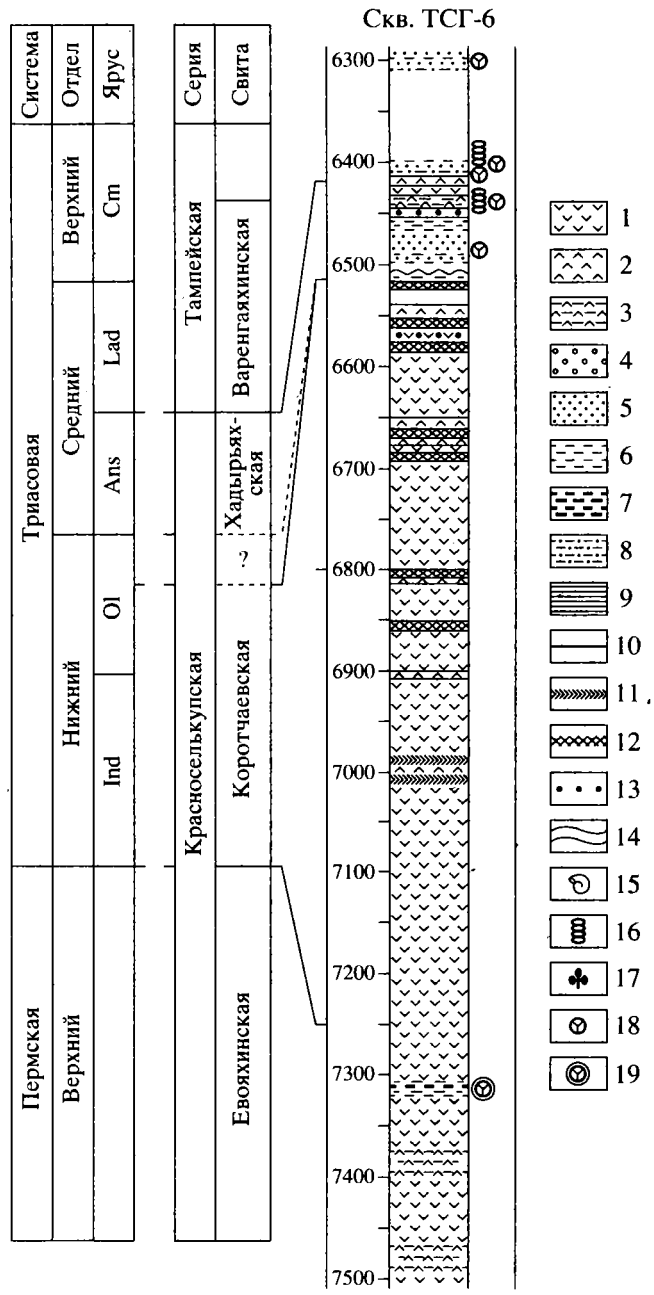


Рис. 1. Расчленение пермо-триасовой части вскрытого скважиной ТСГ-6 разреза.

1 – эффузивы; 2 – туфы; 3 – туффиты; 4 – конгломераты; 5 – песчаники; 6 – аргиллиты; 7 – углистые аргиллиты; 8 – алевролиты; 9 – глины; 10 – угли; 11 – кварц-эпидотовые породы; 12 – кирасы; 13 – латериты; 14 – отсутствие керна; 15 – аммониты; 16 – фораминиферы; 17 – макроостатки растений; 18 – микрофитофоссилии; 19 – пермский палинокомплекс по С.И. Пуртовой.

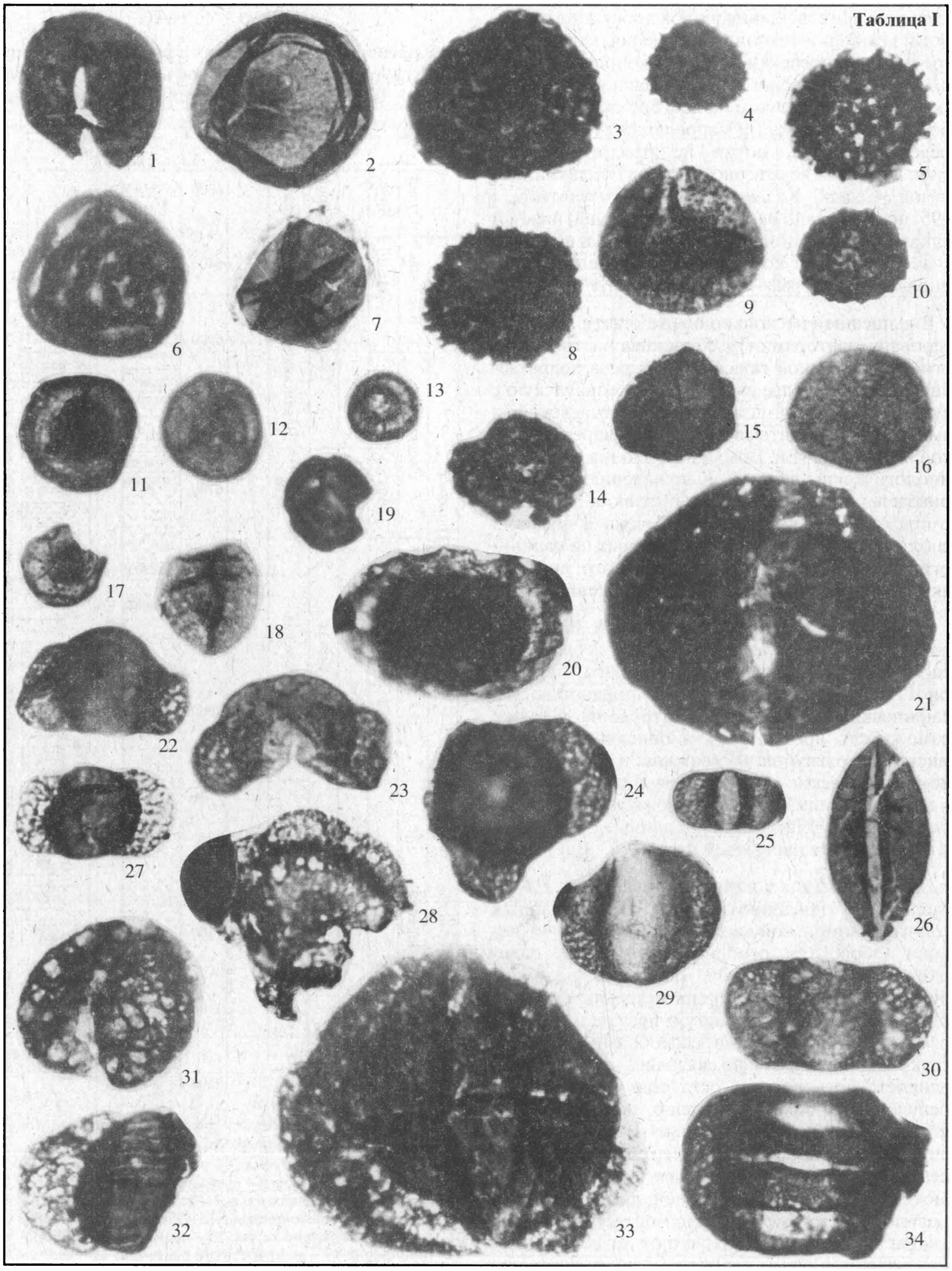


Таблица I
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34

образований в основании мезозойской толщи (Результаты..., 1995). По вопросу расчленения серии нет единого мнения. И.И. Нестеров с соавторами (1995) предлагают расчленять серию на две свиты (таблица): аймальскую (поздняя пермь) и коротчаевскую (ранний триас, инд). Но нам представляется более обоснованным предложение Ю.П. Казанского с соавторами (Результаты..., 1995; Казанский и др., 1995), предложивших деление красноселькупской серии в разрезе сверхглубокой скважины на 3 свиты: евояхинскую, коротчаевскую и хадырьяхскую.

Евояхинская свита выделена в основании серии (рис. 1) (интервал 7502–7250 м) и представлена лавами и туфами с силлами, дайками и тонкими прослоями туффитов и углистых аргиллитов. На уровне 7317–7307 м С.И. Пуртовой получен пермский палинокомплекс (Казанский и др., 1995).

Коротчаевская свита, согласно перекрывающая евояхинскую (Казанский и др., 1995), выделяется в интервале 7250–6520 м. Свита имеет двучленное строение. Нижняя подсвита (интервал 7250–6800 м) представлена измененными эффузивами и туфами с прослоями кирас и кварц-эпидотовых пород; верхняя (интервал 6800–6520 м) – измененными эффузивами и туфами с прослоями кирас и латеритов (Казанский и др., 1995). Возраст свиты авторы определяют в пределах индского яруса нижнего триаса. Однако, как будет показано ниже, низы перекрывающей коротчаевскую хадырьяхской свиты, по нашим данным, охарактеризованы среднетриасовым (условно анизийский ярус) палинокомплексом. По всей вероятности, возрастной объем коротчаевской свиты не ограничен индским веком и охватывает возможно какую-то часть оленекского века раннего триаса.

Хадырьяхская свита выделяется Ю.П. Казанским с соавторами (1995) в интервале 6520–6421 м. Свита несогласно залегает на коротчаевской и представлена в основании переслаиванием аргиллитов, грауваковых песчаников, выше – переслаиванием туфов, туффитов, измененных эффузивов. Возраст свиты авторами (Казанский и др., 1995) на основании палинологических исследований С.И. Пуртовой определялся ранним триасом, индским ярусом. Однако палинологические данные, полученные Н.К. Куликовой практически по всему разрезу хадырьяхской свиты (рис. 1), обосновывают среднетриасовый возраст свиты. Для палинокомплекса из этой свиты (табл. I) характерно преобладание пыльцы хвойных над спорами. В пыльцевой части комплекса доминируют Alisporites sp. и Latosaccus latus Mädler, Platysaccus reticulatus Mädler, Umbrasaccus sp., Sulcatisporites kraeuseli Mädler, Colpectopollenites ellipsoides Visscher, Falcisporites snopkovae Visscher, Stellapolenites thiergartii (Mädler) Clemet-Westerhof, Klausipollenites sp., Striatoabietites aytugii Visscher, Taeniaesporites pellucidus (Goubin) Balme. Споровую часть комплекса составляют Calamospora sp. и Punctatispora sp., cf. Spinotriletes echinoides Mädler, Perotriletes minor (Mädler) Clemet-Westerhof, Duplexisporites sp., Cyclotriletes sp., Densoisporites sp., Nevesisporites fossulatus Balme, Retusosporites mesozoicus Klaus, Apiculatisporites sp., Rugulatisporites mesozoicus Mädler, Aratrisporites sp. Стратиграфический диапазон определенных видов приурочен в основном к концу раннего–среднему триасу. Но виды Stellapollenites thiergartii, Perotriletes minor, Platysaccus reticulatus, Latosaccus latus в Западной Европе (Mädler, 1964; Visscher, Brugman, 1981) известны только в среднем триасе. Более того, по таксономическому составу хадырьяхский палинокомплекс близок к таковому анохинской (палинокомплекс V) свиты туринской серии Анохинской впадины Восточного Урала, датируемого В.И. Тужиковой (1973) анизийским ярусом среднего триаса. Все это дает основание считать хадырьяхскую свиту также среднетриасовой (условно анизийский ярус).

В средней части хадырьяхской свиты обнаружены остатки микрофауны, но очень плохой сохранности. В интервале 6488.4–6480.2 м Л.Л. Овчинниковой удалось определить Ostracoda sp., Hyperammodiscus (?) sp. и единичные неопределимые песчаные фораминиферы, а в интервале 6457–6447 м – Hyperammina sp. и Ortovertella ? cf. coctilis Schleifer. Находки остатков раковин остракод и фораминифер среди преимущественно вулканогенных отложений указывают на существование уже в среднетриасовое время на территории Уренгойского района кратковременного мелководного моря.

Таблица I. Хадырьяхская свита. Глубина 6490–6488 м: 1 – Punctatisporites sp.; 2 – Calamospora sp.; 5 – Spinotriletes echinoides Mädler; 7 – Perotriletes minor (Mädler) Clement-Westerhof; 8 – Spinotriletes sp.; 10 – Lycopodiacidites sp.; 12 – Densoisporites sp.; 14 – Leptolepidites sp.; 15 – Uvaesporites sp.; 16 – Cyclotriletes sp.; 21 – Colpectopollis ellipsoides Visscher; 23 – Microchachryidites sp.; 24 – Triadispora obscura Scheuring; 25 – Caytonipollenites latus Mädler, 26 – Cycadopites sp.; 27 – Chordasporites sp.; 29 – Falcisporites snophovae Visscher; 30 – Alisporites sp.; глубина 6447–6457 м: 4 – Apiculatisporites sp.; 11 – Densoisporites sp.; 13 – Annulispora sp.; 19 – Polycingulatisporites cf. densatus (de Jersey) Playford et Dettman; 20 – Umborosaccus sp.; 22 – Alisporites sp.; 33 – Colpectopollis ellipsoideus Visscher; 34 – Taeniaesporites pellucidus (Goubin) Balme. Глубина 6412.9–6426.8 м: 17 – Nevesporites limatulus Playford; 18 – Aratsporites saturni (Thiergart) Mädler; 28 – Stellapollenites thiergartii (Mädler) Clemet-Westerhof; 31 – Sulcatisporites kraeuseli Mädler; 32 – Striatoabietites aytugii Visscher.

Веринтаяхинская свита. Глубина 6290.9–6277.9 м: 3 – Rugulatisporites mesozoicus Mädler; 6 – Duplexisporites sp.; 9 – Cyclotriletes triassicus Mädler.

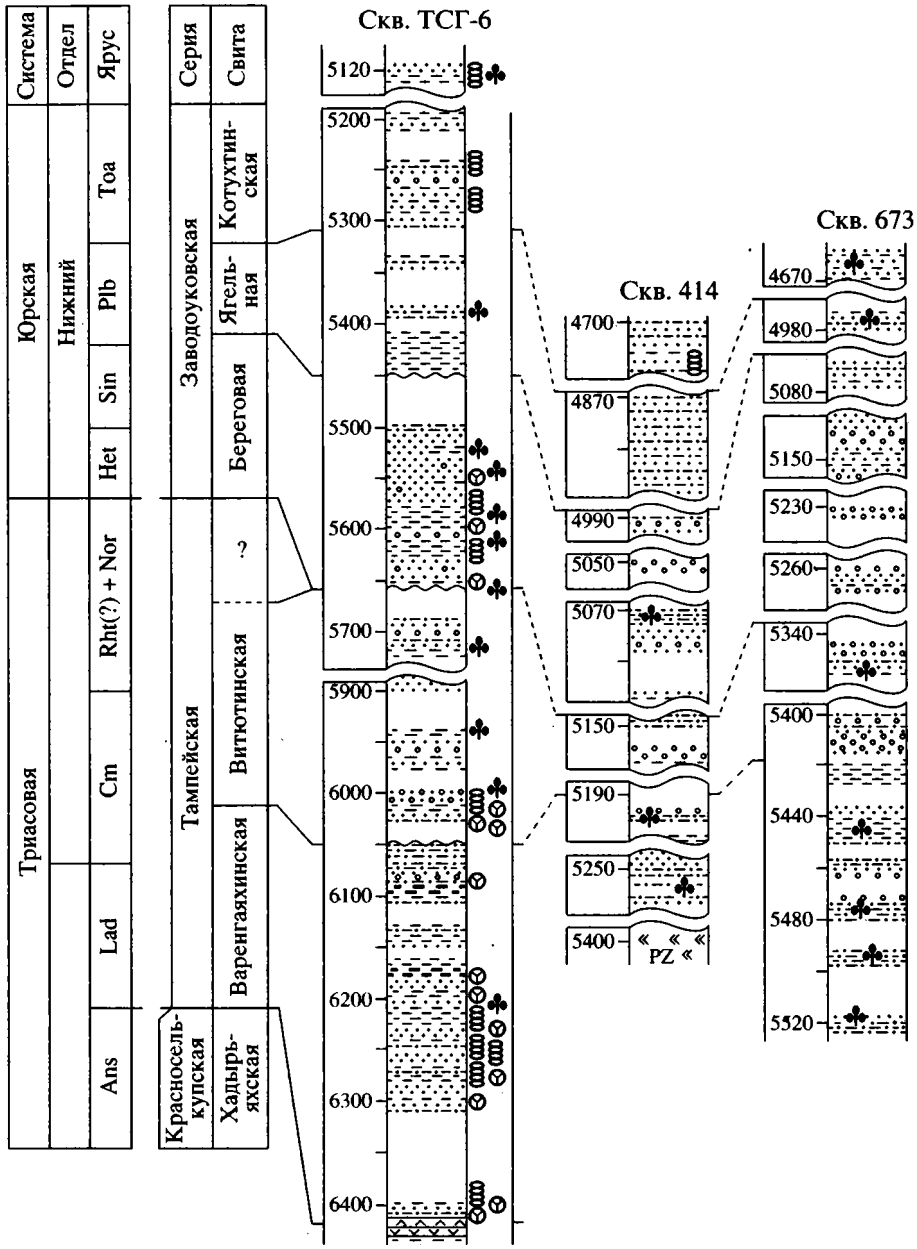


Рис. 2. Расчленение триасовой и нижнеюрской части вскрытого скважиной ТСГ-6 разреза и сопоставление с разрезами опорных скважин Уренгойского района. Условные обозначения см. на рис. 1.

Осадочно-вулканогенные отложения красноселькупской серии перекрываются осадочной толщей в основном континентального генезиса с редкими прибрежно-морскими прослоями. Отложения подразделяются на тампейскую (поздний – верхи среднего триаса), заводоуковскую (ранняя–средняя юра) и полудинскую (верхи средней–поздняя юра – начало раннего мела) серии.

Тампейская серия выделяется в интервале 6421–5660 м (рис. 2). Серия в Уренгойском районе впервые была предложена В.С. Бочкаревым с соавторами (Бочкарев и др., 1989) для ладин-карнийских отложений, залегающих между вулканогенной толщей раннего триаса, вскрытой скв. 46 на Черничном месторождении, и терригенными осадками юры. Стратотипом серии принят разрез скв. 414-Р пл. Уренгой, интервал 5287.1–5130 м, а возраст ее (ладин–карний) определен по палинологическим данным. Серия подразделена авторами на две свиты (снизу вверх) – варенгаяхинскую и витютинскую. Нижняя свита характеризуется переслаиванием тонкозернистых пород с редкими конгломератами; верхняя – преобладанием грубозернистых песчаников, конгломератов с

редкими прослоями алевролитов. В разрезе сверхглубокой скважины тампейская серия имеет также двучленное строение. Выделение здесь в основании серии третьей, пурской, свиты среднетриасового возраста (Ехлаков и др., 1995; Нестеров и др., 1995), как будет показано ниже, оказалось не обоснованным. Отложения из интервала 6424–6011 м (пурская свита) имеют литологическую характеристику, близкую к таковой варенгаяхинской свиты стратотипического разреза скв. 414, пл. Уренгой (Бочкарев и др., 1989), а главное – охарактеризованы ладин-карнийским палинокомплексом.

Варенгаяхинская свита в разрезе сверхглубокой скважины выделяется в интервале 6421–6050 м, представлена переслаиванием серых, темно-серых, черных аргиллитов, алевролитов, светло-серых песчаников с редкими, особенно в нижней части, прослоями конгломератов и углистых аргиллитов и охарактеризована комплексами спор и пыльцы в нижней (интервал 6409.6–6290.9 м) и верхней (интервал 6120.8–6076 м) ее частях (рис. 2, табл. II).

В палинокомплексе из нижней половины свиты значительно преобладает пыльца над спорами. Ведущая роль пыльцевой части комплекса принадлежит двумешковой пыльце Alisporites и Monosulcites вместе с Microchachryidites sp., Triadispora crassa Visscher, Heliosaccus dimorphus Mädler, Succinctisporites grandior Leschik, Striatoabietes aytugii Visscher, Caytonipollenites. В споровой части комплекса встречены разнообразные шиповатые формы – Osmundacidites sp., Apiculatisporites parvispinosus (Lesch.) Schulz, Spinotriletes sp., Calamospora sp., Punctatisporites sp. (cf. P. subcarpaticus Pautsch), Aratrisporites sp., A. scabratus Klaus, A. fischeri Klaus, Leiotriletes spp. Единичными экземплярами представлены Duplexisporites sp., Kraeuselisporites sp., Cyclotriletes triassicus Mädler, Converrucosisporites aff. conferteornatus Pautsch, Camarozonotriletes rudis (Lesch.) Klaus. В палинокомплексе верхней части свиты несколько увеличивается количество лейотрилетных и шиповатых форм при резком сокращении Calamospora и Punctatisporites и присутствуют Anapiculatisporites telephorus (Pautsch) Klaus, Annulispora microanulata de Jersey, Limbosporites lunndbladii Nilsson. В целом по систематическому составу варенгаяхинский палинокомплекс не отличается от такового в стратотипическом разрезе скв. 414 пл. Уренгой (Бочкарев и др., 1989), возраст которого авторы определяют в пределах ладинского и карнийского ярусов триаса, а также с палинокомплексами чернышевской свиты Зауралья (Тужикова, 1973). Более того, присутствие в составе варенгаяхинского палинокомплекса Heliosaccus dimorphus, руководящего вида для ладина Западной Европы (Mädler, 1964; Visscher, Brugman, 1989; Orlowska-Zwolinska, 1983), и Anapiculatisporites telephorus и Succinctisporites grandior, широко и повсеместно распространенных в ладин-карнийских отложениях многих районов, позволяет с большей долей уверенности обосновывать возраст варенгаяхинского палинокомплекса как ладин-карнийский.

Ладин-карнийскому уровню соответствует комплекс растений варенгаяхинской свиты, определенный по макроостаткам растений в интервале 6060–6477 м: Paracalamites sp., Neocalamites cf. carerrei (Zeil.) Halle, Neocalamites sp., Equisetites sp., Cladophlebis sp., Sphenopteris sp., Desmiophyllum sp., Carpolithes sp. Преобладание среди остатков растений стеблей древних хвощовых из родов Paracalamites, Neocalamites делает комплекс свиты близким с таковым из стратотипического (скв. 414) и опорного (скв. 673) разрезов пл. Уренгой (Киричкова, Травина, 1995).

Витютинская свита выделяется нами в интервале 6050–5660 м и представлена (рис. 2) переслаиванием грубообломочных пород с редким преобладанием песчаников; часты прослои конгломератов и гравелитов, достигающие 4 м мощности в основании свиты. Песчаники средне- и крупнозернистые. Прослои алевролитов и аргиллитов имеют подчиненное значение.

В основании свиты из прослоя алевролита (интервал 6028–6010.9 м) получен спорово-пыльцевой комплекс, изученный Н.К. Куликовой. В составе споровой части комплекса на фоне лейотрилетных (табл. II) форм – Concavisporites и Dictyophylides, встречены Duplexisporites gyratus Playt. et Dett., Anapiculatisporites spiniger (Lesch.) Reich., A. telephorus (Pautsch) Klaus, Annulispora microanulata de Jersey, Cingulizonates sp., Camarozonotriletes rudis (Lesch.) Klaus, Kyrtomisporites speciosus Mädler, K. laevigatus Mädler, Zebrasporites laevigatus Schulz, Tigrisporites microrugulatus Schulz. В пыльцевой части в заметных количествах присутствуют Alisporites australis de Jersey, Cycadopitys и Chasmatosporites (C. apertus Nilss., C. hians Nilss.), которым сопутствуют Ovalipollis sp., Minutosaccus sp., Duplicisporites cf. gramlatus Scher., Taeniaesporites rhaeticus Schulz. Почти все виды в витютинском палинокомплексе имеют широкое географическое распространение и четкую стратиграфическую привязку во многих разрезах триаса Европы. Так, виды Camarozonotriletes rudis, Anapiculatisporites spiniger, Annulispora microanulata известны из карний-рэтских отложений Германии и Польши (Schulz, 1967; Orlowska-Zwolinska, 1983); Kyrtomisporites speciosus, Kyrtomisporites laevigatus, Zebrasporites laevigatus, Chasmatosporites apertus, Taeniasporites rhaeticus – из верхов верхнего триаса (рэт) Европы. В разрезе мыса Цветкова на Таймыре перечисленные выше таксоны начинают встречаться с карнийского уровня (Романовская, 1989). Все это позволяет обосновывать возраст

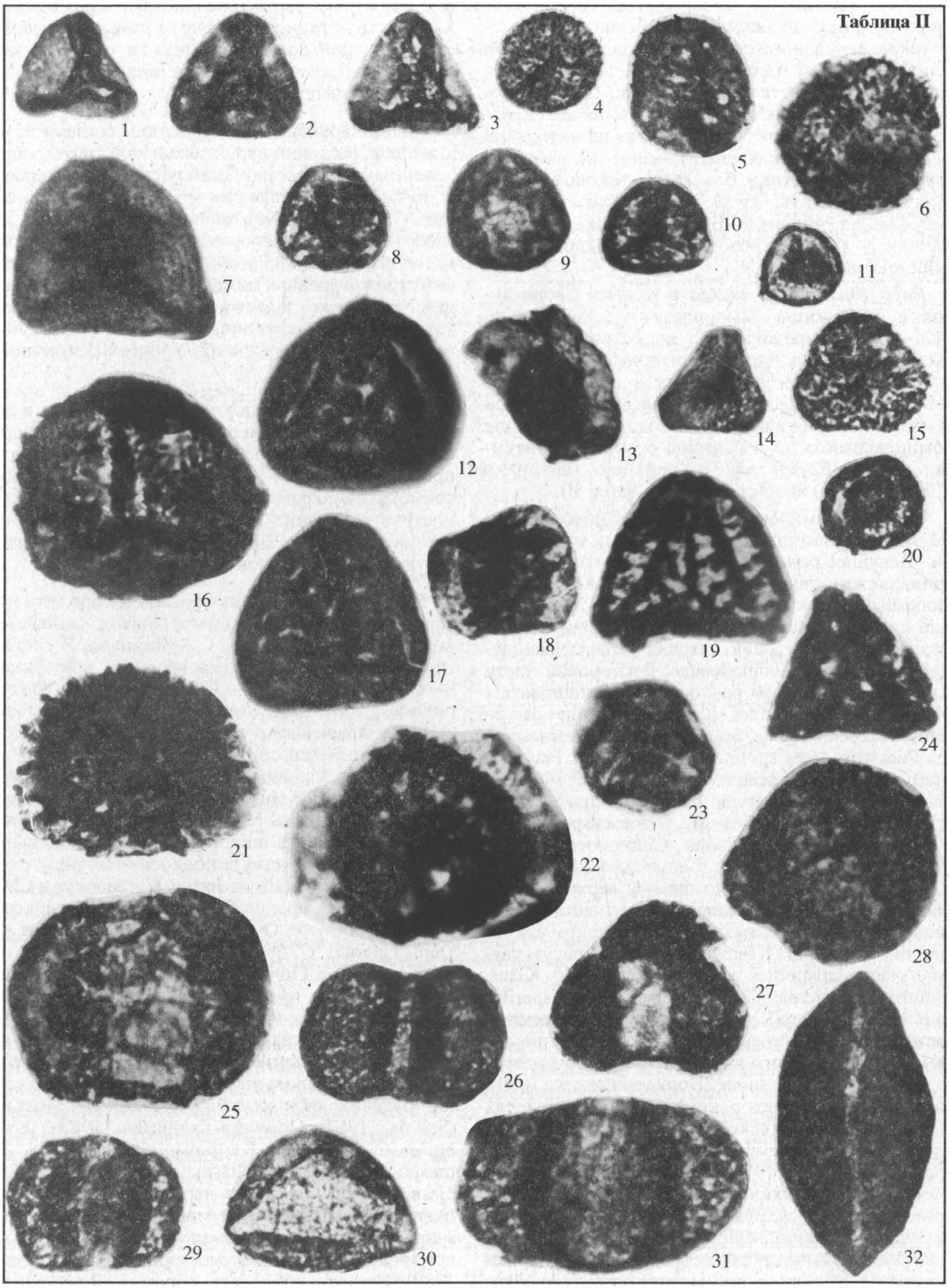


Таблица II
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32

витютинской свиты как позднетриасовый (карнийский, норийский ярусы).

Из макроостатков растений в отложениях витютинской свиты часты стебли хвощовых из родов Paracalamites, Neocalamites и Equisetites (Paracalamites sp., N. cf. carerrei (Zeil.) Halle, Neocalamites sp., E. cf. turgaicus (Vladim.) Kiritch., интервал 5743–6050 м) и единичные папоротники главным образом из рода Cladophlebis. По существу, витютинская свита охарактеризована комплексом растений, близким к варенгаяхинскому и не отличающимся от такового из тампейской серии, вскрытой скважинами Уренгойской площади – скв. № 414, 673, 410 (Киричкова, Травина, 1995). Более того, комплекс тампейской серии в целом по количественному преобладанию хвощовых не отличается от комплексов буланашской и калачевской свит Восточного Урала (Киричкова, 1990, 1993) и немцовской свиты мыса Цветкова Восточного Таймыра (Могучева, 1982, 1984), возраст которых датируется поздним триасом (карний–норий).

ЮРА

Заводоуковская серия объединяет нижне–среднеюрские отложения и, согласно Решениям Межведомственного стратиграфического совещания, подразделяется (снизу вверх) на береговую, ягельную, котухтинскую, тюменскую свиты.

Береговая свита (интервал 5660–5450 м), как и в гипостратотипическом разрезе скв. 414, пл. Уренгой (Бочкарев и др., 1989), представлена грубозернистыми песчаниками с редкими конгломератами и алеврито-глинистыми прослоями (рис. 2). Из алевролитовых прослоев нижней половины свиты (интервал 5660–5555 м) получен раннеюрский палинологический комплекс, изученный Н.А. Тимошиной. В комплексе (табл. III, фиг. 1–10) преобладает пыльца Coniferales, Platysaccus; в составе спор определены Neoraistrickia sp., Duplexisporites sp., Leiotriletes spp. (мелкие), Apiculatisporites, Osmundacidites sp., Lycopodiumsporites sp. Подобное сочетание таксонов характерно для палинофлор начала ранней юры Сибирской палеофлористической области, известных из распадской свиты Кузбасса, нижней подсвиты макаровской и переясловской свит Канско-Ачинского бассейна и нижней части зимней свиты Усть-Енисейского района, датированных геттанг-синемюром, возможно, ранним плинсбахом (Ильина, 1985; Бочкарев и др., 1989).

Из макроостатков растений в береговой свите встречены главным образом стебли хвощовых из рода Neocalamites (N. cf. carterei (Zeil.) Halle, Neocalamites sp.) и своеобразные крупнолистные гинкговые из рода Sphenobaiera. Аналогичные рассеченные листья Sphenobaiera – S. magnifolia Aksarin, нами были обнаружены в более высокой части разреза, в низах котухтинской свиты, вскрытой скважиной 410, площадь Уренгой (Киричкова, Травина, 1995). В целом немногочисленный комплекс растений из береговой свиты не противоречит возрастной датировке свиты, полученной по палинологическим данным. Граница триаса и юры в разрезе сверхглубокой скважины нами проводится на глубине 5660 м.

В нижней части береговой свиты обнаружены остатки микрофауны очень плохой сохранности, из-за чего почти не определимые даже до рода. В интервале 592.9–5600 м найдены Saccamina sp., Ostracoda sp.; в интервале 583.5–5591.5 м – единичные обломки раковин.

Ягельная свита (интервал 5450–5330 м) представлена в разрезе сверхглубокой скважины преимущественно глинистыми разностями с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Свита почти не содержит палеонтологических остатков. В средней ее части найдены остатки стеблей хвощовых (рис. 2) Neocalamites sp., Equisetites sp. Остатки спор и пыльцы оказались очень плохой сохранности, из-за чего определены лишь единичные Neoraistrickia sp., Cycadopites sp., Disaccites sp. Поэтому возраст свиты – предположительно плинсбах, здесь устанавливается стратиграфическим ее положением: между береговой (низы ранней юры) и котухтинской, нижняя часть которой отнесена к тоару.

Котухтинская свита (интервал 5330–4610 м), перекрывающая ягельную, в нижней части представлена неравномерным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов (интервал

Таблица II. Варенгаяхинская свита. Глубина 6488–6410.2 м: 1 – Dictyophyllidites mortonii (de Jersey) Playford et Dettmann. Глубина 6290.9–6277 м: 7 – Converrucosisporites aff. conferteornatus Pautsch; 9 – Camarozonotriletes rudis (Leschik) Klaus; 13 – Aratrisporites fischeri (Klaus) Playford et Dettmann; 18 – Aratrisporites scabratus Klaus; инт. 6277.9–6290.9 м: 2 – Concavisporites tumidus Playford; 4 – Anapiculatisporites sp.; 11 – Stereisporites sp.; 14 – Selagosporites mesozoicus Schulz; 21 – Limbosporites lundbladii Nilsson; 29 – Alisporites sp.; 32 – Cycadopites sp. Глубина 6080.8–6076.3 м: 5 – Apiculatisporites sp.; 26 – Alisporites australis de Jersey.

Витютинская свита. Глубина 6038–6028.2 м: 3 – Dictyophyllidites mortini (de Jersey) Playford et Dettmann; 10 – Camarozonotriletes rudis (Leschik) Klaus; 27 – Triadispora sp.; 30 – Duplicisporites sp. Глубина 6028.2–6019.4 м: 8 – Camarozonotriletes rudis (Leschik) Klaus; 15 – Tigrisporites microrugulatus Schulz; 16 – Kluperisporites baculatus Schulz; 20 – Annulispora microannulata de Jersey. Глубина 6019.4–6010.9 м: 6 – Spinotriletes sp.; 12 – Duplexisporites gyratus Playford et Dettmann; 17 – Duplexisporites sp.; 19 – Kyrtomisporis speciosus Mädler; 22 – Cingulizonates sp.; 23 – Zebrasporites laevigatus (Schulz) Schulz; 24 – Kyrtomisporis laevigatus Mädler; 25 – Taeniasporites rhaeticus Schulz; 28 – Minutosaccus sp.; глубина 5769.5–5757.1 м: 31 – Alisporites sp.

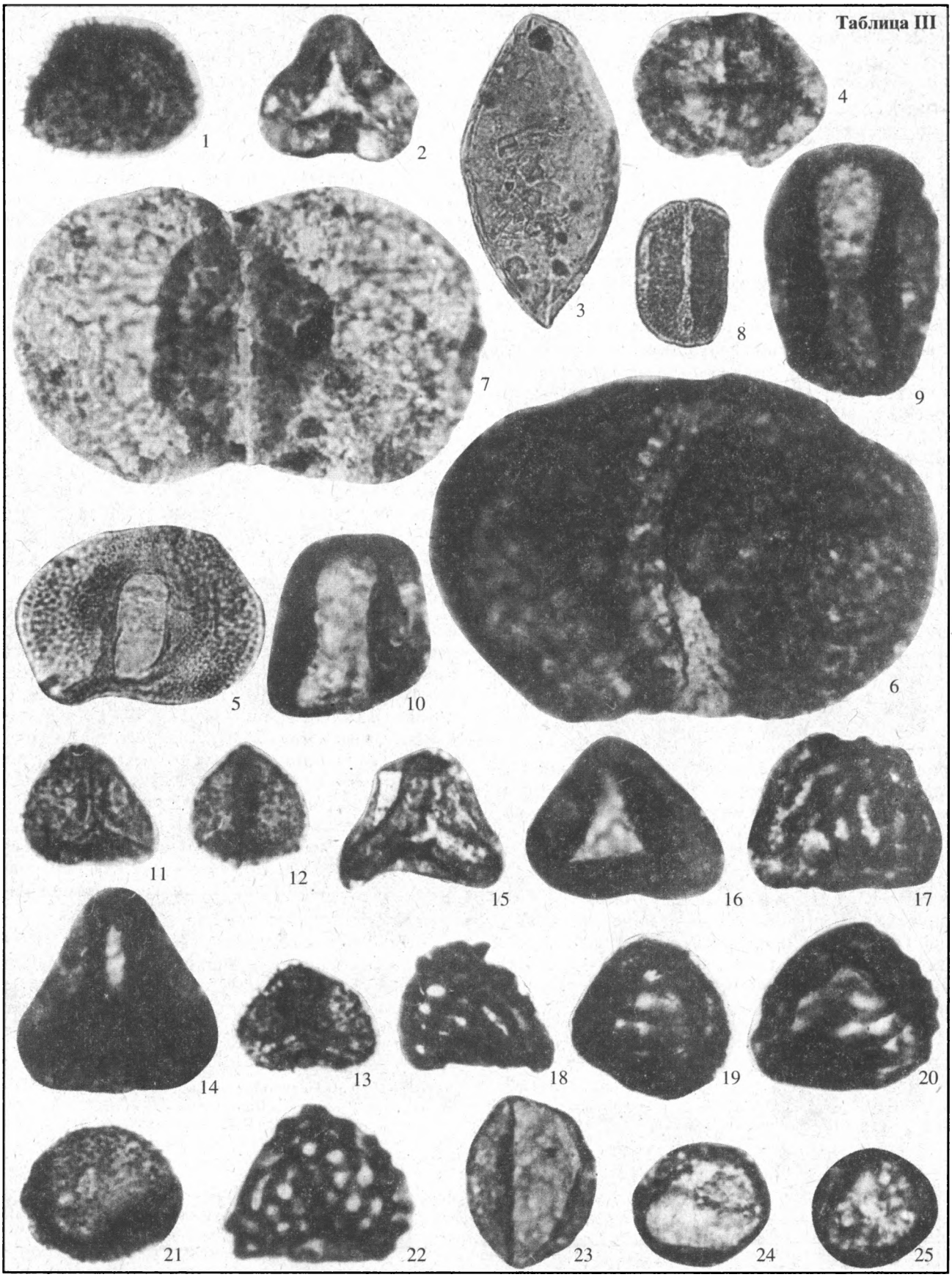


Таблица III
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25

5330–5120 м) с редкими маломощными прослоями (до 10–14 см) конгломератов и гравелитов. В интервале 5038–4980 м (рис. 3) выделяется толща (возможно тогурская) тонко и мелкослоистых алевролитов с подчиненными прослоями аргиллитов и песчаников. Выше – переслаивание значительных по мощности полимиктовых мелко-среднезернистых песчаников с темно-серыми, черными аргиллитами, алевролитами с неравномерно распределенным углистым материалом и растительными остатками (Ехлаков и др., 1991).

Палиноспектры получены из разных стратиграфических уровней свиты. Наиболее представительный палинокомплекс, по мнению Н.А. Тимошиной, происходит с глубины 5046.8–4997.0 м и характеризуется небольшим количеством пыльцы Disaccites, Podocarpites, крупными Cycadopites и единичными Quadraculina limbata Mal. Характерно большое количество пыльцы Classopollis. Споры разнообразны и многочисленны. Количественно преобладают крупные и среднего размера Leiotriletes, типичными являются Contignisporites sp., Dictyophyllum (шиповатый), Klukisporites variegatus Couper, встречаются Dipteridaceae gen. sp., Tripartina variabilis Mal., Stereisporites sp., Cyathidites minor Couper, Microlepidites crassirimosus Timosh., Osmundacidites spp. (в отдельных спектрах в большом числе). Иногда отмечается пыльца Chasmatosporites (табл. III, фиг. 11–25). Палинокомплекс аналогичного состава, но более разнообразный таксономически, установлен Н.А. Тимошиной в нижней половине (тогурская пачка) шеркалинской свиты Красноленинского свода Западной Сибири, иланской свите Канского бассейна, и вслед за В.И. Ильиной (1985), определяемый ею концом ранней юры в пределах тоара.

Палинологические спектры из интервала 4873.0–4863.7 м и 4734.5–4744.9 м хотя и близки по составу к выше описанным палинокомплексам, но отсутствие в них пыльцы Classopollis не позволяет уверенно считать их раннеюрскими. Палиноспектр из интервала 4722.2–4734.5 м обильно насыщен миоспорами. В спектре встречены характерные для ранней юры крупные Podocarpidites, Quadraecula anellaeformis Mal., среди многочисленных Coniferales есть Dipteralla oblatinoides Mal., наряду со споровой частью с различными Leiotriletes (в том числе L. karatauensis Timosh.), Osmundacidites (O. jurassicus (K.-M.) Kuz.), Lycopodiumsporites (очень обильны) среднеюрского облика; присутствуют Tripartina variabilis Mal., Stereisporites incertus (Bolch.) Sem., S. bujargiensis (Bolch.) Schulz, Hymenozonotriletes bicycla (Mal.) Sach. et Fradk., Cyathidites minor Couper, Dipteridaceae и значительное количество Cycadopites, характерных уже для средней юры. Комплекс сопоставляется по систематическому составу с палинокомплексами камалинской свиты Канского бассейна и верхней половины шеркалинской свиты Красноленинского свода, датируемых Н.А. Тимошиной в пределах аалена.

Макроостатки растений из котухтинской свиты немногочисленны, не отличаются разнообразием и приурочены главным образом к тогурской пачке (интервал 5046–5008 м, рис. 3): Neocalamites sp., Equisetites sp., Coniopteris murrayana (Brongn.) Brongn., Cladophlebis sp. В целом комплекс растений соответствует таковому из нижней части котухтинской свиты, вскрытой скважинами № 673 и № 414 Уренгоя (Киричкова, Травина, 1995) и датируемый нами концом ранней юры (предположительно тоаром).

В верхней половине котухтинской свиты разреза сверхглубокой скважины (интервал 4873–4722 м) встречены: Neocalamites sp., Equisetites lateralis (Phill.) Phill., E. beanii (Bunb.) Sew., Coniopteris cf. simplex (L. et H.) Harris, Cladophlebis nebbensis (Brongn.) Nath., Cladophlebis sp., Heilungia ? sp., Nilssonia sp., Carpolithes sp., Pityophyllum sp. Верхнекотухтинский комплекс сверхглубокой скважины соответствует таковым из верхнекотухтинской подсвиты Уренгоя и верхнехудосейской подсвиты Широтного Приобья и Томской области, датируемым нами началом средней юры, условно ааленом (Киричкова, Травина, 1995). Поэтому возрастную границу ранняя–средняя юра в разрезе сверхглубокой скважины мы проводим также внутри котухтинской свиты на уровне 4890 м.

Остатки микрофауны в котухтинской свите приурочены к нижней ее половине. Здесь в интервале 4927–5297.9 м встречены: Saccamina cf. ampullacea Schleifer, Saccamina sp., Hyperammina sp., Ammodiscus cf. glumaceus Gerke et Soss., Ammodiscus sp., Glomospira cf. gordialis (Parker et Jones), Haplophragmoides sp., Ammobaculites ex gr. lobus Gerke et Soss., Ammobaculites sp., Trochammina ? sp., Lenticulina (Astaculus) ex gr. pallida Schleifer var. pallida Schleifer, Lenticulina sp., Ostracoda ? sp. и многочис-

Таблица III. Береговая свита. Глубина 5636–5623.5 м: 3 – Cycadopites medius (Bolch.) Iljina. Глубина 5600.1–5591.5 м: 1 – Spinotriletes sp.; 4 – Chordasporites sp.; 5 – Paleoconiferus rotundus Odints.; 6 – Alisporites pergrandis (Bolch.) Iljina; 8 – Quadraeculina anellaeformis Mal; 9, 10 – Quadraeculina limbata Mal. Глубина 5591.5–5583.5 м: 2 – Leiotriletes sp.; 7 – Podocarpidites sp. Котухтинская свита (нижняя часть). Глубина 5046.8–5035.2 м: 11–13 – Dictyophyllum minutus Mensh. et Timosh.; 16 – Leiotriletes sp.; 21 – Osmundacidites sp.; 22 – Klukisporites variegatus Couper; 25 – Classopollis sp. Глубина 5035.2–5021.9 м: 14 – Matonisporites sp.; 18 – Duplexisporites sp.; 24 – Classopollis sp.; глубина 5021.9–5015.2 м: 19, 20 – Contignisporites problematicus (Couper) Dör.; 23 – Chasmatosporites elegans Nilsson. Глубина 5015.2–5008.7 м: 15 – Dipteridaceae gen. sp.; 17 – Duplexisporites sp.

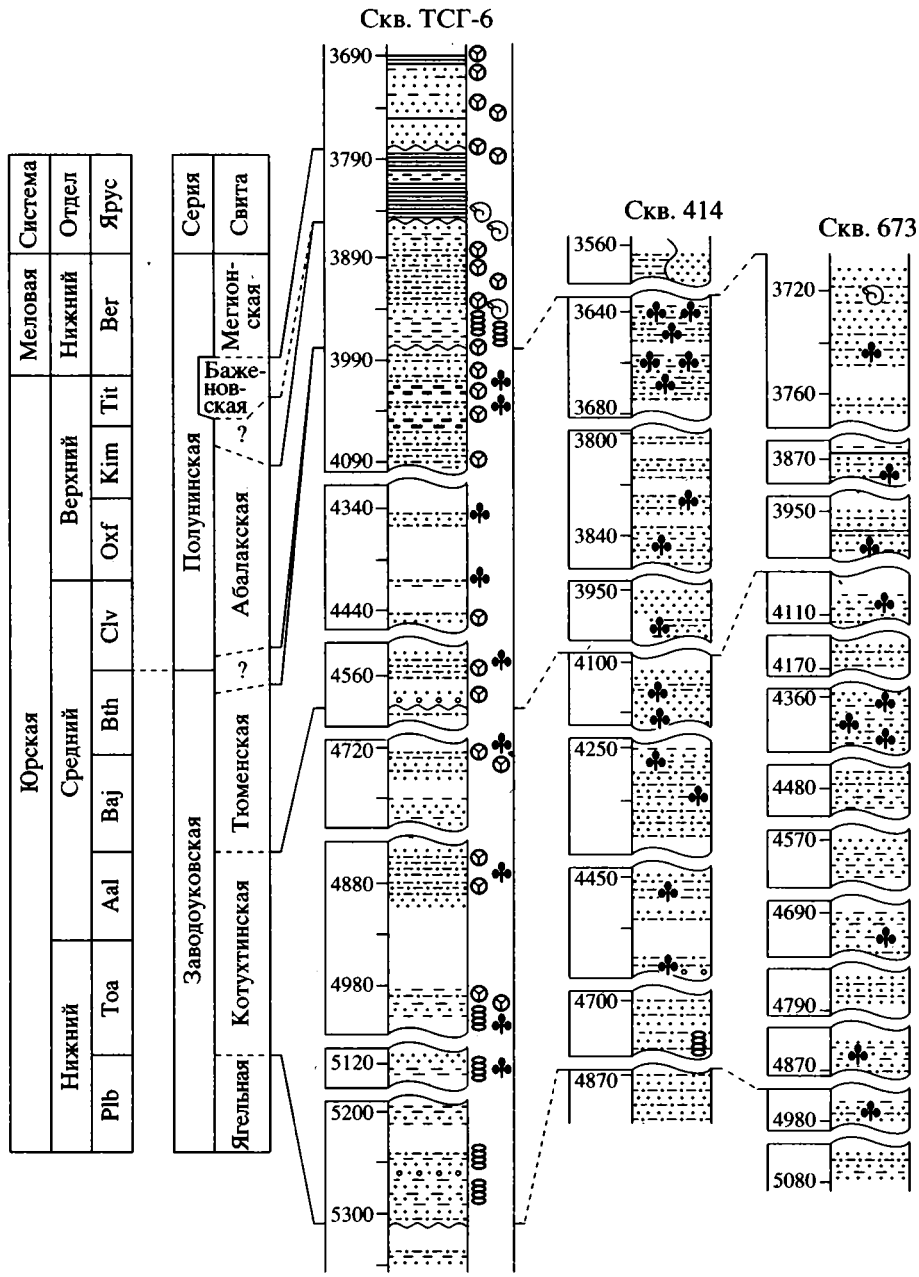


Рис. 3. Расчленение юрской и нижнемеловой части вскрытого скважиной ТСГ-6 разреза и сопоставление с разрезами опорных скважин Уренгойского района. Условные обозначения см. на рис. 1.

ленные песчанистые фораминиферы плохой сохранности. По заключению Л.Л. Овчинниковой, плохая сохранность остатков микрофауны не позволяет делать выводы о возрасте вмещающих отложений, можно лишь отметить, что наличие подобных остатков указывает на своеобразие палеообстановки в течение накопления осадков котухтинской свиты.

Тюменская свита с небольшим несогласием залегает на котухтинской и выделяется в интервале 4610–3980 м (рис. 3). Свита в нижней части сложена довольно мощными песчаниками, мелко-среднезернистыми, переслаивающимися с маломощными прослоями темно-серых аргиллитов, алевритистых аргиллитов. Верхняя половина свиты представлена более равномерным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых алевролитов, маломощных углей.

Нижняя половина тюменской свиты (интервал 4564.2–4415.5 м) охарактеризована палинокомплексом, как считает Н.А. Тимошина, возможно байосского возраста. Для комплекса характерно

значительное количество пыльцы Disaccites очень плохой сохранности и довольно разнообразный состав спор. Среди последних многочисленны различные Leiotriletes, Osmundacidites (O. jurassicus (K.-M.) Kuz. и др.), Lycopodiumsporites spp., встречаются Hymenozonotriletes bicycla (Mal.) Sach. et Fradk., Tripartina variabilis Mal., Stereisporites sp., Cyathidites minor Couper, Microlepidites crassirimosus Timosh., Dipteridaceae, характерно присутствие среднеюрских Neoraistrickia rotundiformis (K.-M.) Taras., Dicksonia densa Bolch., Acanthotriletes sp. (крупный), Zonalapollenites dampieri Balme; встречаются редкие экземпляры микрофитопланктона. Комплекс сходен с установленными Н.А. Тимошиной палинокомплексами из отложений бородинской свиты Канского бассейна и тюменской свиты (нижняя и средняя ее части) Томской области, Широтного Приобья, Красноленинского свода и определяемые ею среднеюрскими, условно в пределах байоса.

Верхняя часть тюменской свиты (интервал 4087–4002 м) охарактеризована палинокомплексом, по мнению Н.А. Тимошиной, уже батского возраста. В его составе также много плохо сохранившейся пыльцы Coniferales, Disaccites; многочисленны различные Leiotriletes, Osmundacidites, Lycopodiumsporites, присутствуют Neoraistrickia rotundiformis (K.-M.) Taras., Stereisporites incertus (Bolch.) Sem., Tripartina variabilis Mal., характерно участие Klukisporites variegatus Couper, Matonisporites sp., Quadraculina limbata Mal., Seiadopityspollenites sp., редких Classopollis, появление отдельных Eboracia. Почти постоянно присутствует немногочисленный микрофитопланктон. Палинокомплекс подобного состава выделен Н.А. Тимошиной из отложений верхней части тюменской свиты Томской области, Широтного Приобья, Красноленинского свода и датирован батом на основе сходства с комплексом из нижней половины малышевской свиты (Усть-Енисейский район) с фауной фораминифер (Ровнина, 1972; Булынникова, Ясович, 1972).

Макроостатки растений из тюменской свиты немногочисленны и приурочены главным образом к ее верхней части: Neocalamites sp., Equisetites lateralis (Phill.) Phill., Equisetites sp., Coniopteris cf. burejensis (Zall.) Sew., C. cf. simplex (L. et H.) Harris, C. depensis E. Lebed., Cladophlebis cf. williamsonii (Brongn.) Brongn., Raphaelia stricta Vachr., Sphenobaiera sp., Pityophyllum sp., Desmiophyllum sp. Сочетание таких форм как Equisetites lateralis (Phill.) Phill., Coniopteris depensis E. Lebed., C. cf. burejensis (Zall.) Sew., C. cf. simplex (L. et H.) Harris позволяет уверенно сопоставлять комплекс верхней части тюменской свиты сверхглубокой скважины с батским комплексом не только Уренгойского района, но и Широтного Приобья и Томской области (Киричкова, Травина, 1995).

Полудинская серия подразделена на абалакскую, баженовскую и мегионскую свиты.

Абалакская свита (интервал 3980–3840 м) морского генезиса несогласно перекрывает тюменскую и сложена в нижней части переслаиванием темно-серых алевролитов и аргиллитов с линзами сидерита и включениями пирита; в верхней – серыми полимиктовыми песчаниками, перекрывающимися маломощным слоем (около 10 м) аргиллитов, алевролитов и песчаников с прослоями зеленовато-серых, зеленых глауконитовых алевролитов (Ехлаков и др., 1991). Свита содержит остатки макро- и микрофауны и охарактеризована комплексом микрофоссилий. Макрофауна была определена Н.П. Вячкилевой, А.И. Лебедевым, А.С. Турбиной (ЗапСибНИГНИ). В интервале 3967–3928 м найдены аммониты Quenstedtoceras (Soaniceras) sp. indet, Arctica sp. (aff. A. humiliculmina Schur.) и Bivalvia gen. ind. (поздний келловей); в интервале 3825–3831 м – Dorsoplanites sp. (средневолжский подъярус) и двустворки: интервал 3825–3831 м – Buchia cf. mosquensis (Bach), Inoceramus ex gr. vereschagini Poch. (средневолжский подъярус).

Комплекс фораминифер келловейского возраста изучен Л.Л. Овчинниковой и происходит из двух интервалов. В интервале 3976.6–3989.7 м определены Ammodiscus sp., Harlophragmoides sp., Recurvoides cf. scherkalyensis Levina, R. cf. tagaensis Levina, Trochammina sp. ind.; в интервале 3967–3976 – Saccamina sp., Ammodiscus uglicus chremcevae Dain, Haplophragmoides sp., Recurvoides scherkalyensis Levina, Ammobaculites sp., Dorothia ? sp., Lenticulina sp. ind., Astacolus ? sp.

Палинокомплекс келловейского уровня, установленный Н.А. Тимошиной в интервале 4000–3888.8 м, содержит многочисленную пыльцу Coniferalis и Disaccites, вместе с Sciadopityspollenites, Quadraeculina limbata Mal., Alisporites bisaccus Rouse; характерно постоянное присутствие пыльцы Classopollis (в отдельных спектрах в большом количестве). Споры достаточно разнообразны: Leiotriletes spp., Osmundacidites jurassicus (K.-M.) Taras., Lycopodiumsporites sp., Duplexisporites sp., Eboracia sp., Klukisporites variegatus Couper. Отличительными особенностями комплекса является присутствие крупных спор Cyathidites australis Couper, Uvaesporites argentaeformis (Bolch.) Schulz, сближаемой с Selaginellacea, мелких спор Acanthotriletes. Постоянно присутствует микрофитопланктон, иногда немногочисленный, но чаще обильный и разнообразный, но плохой сохранности. При сопоставлении абалакского палинокомплекса сверхглубокой скважины с палинокомплексом из васюганской и наунакской свит Томской области и Широтного Приобья наблюдается их несомненное сходство, хотя микрофитопланктон в отложениях васюганской свиты

встречается лишь спорадически и в единичном количестве.

Баженовская свита (интервал 3840–3780 м) перекрывает абалакскую и представлена темно-серыми, почти серыми аргиллитами и битуминозными пиритизированными глинами. Волжский (исключая самые низы волжского яруса) – раннеберриасский возраст баженовской свиты, в том числе и для Уренгойского района, детально обоснован фауной аммонитов, бухий, фораминифер (Брадучан, Гурари и др., 1986).

Микрофитофоссилии, изученные В.А. Федоровой, получены из верхов баженовской свиты в интервале 3778.3–3798.6 м (рис. 3). Мацерат из этого интервала представлен обильными в поле зрения крупными частицами, главным образом сигарообразной и шарообразной форм, по-видимому, водорослевого происхождения. Из других микрофитофоссилий отмечены единичные празинофиты (Pterospermella aff. ? marginulata Theod., P. aff.? griazevae Theod.) и немногочисленная двумешковая пыльца Coniferae gen. sp. indet. (в том числе, возможно, Piceapollenites sp., ?Podocarpidites sp.). Присутствие водорослевых остатков неизвестной систематической принадлежности и редких транзитных форм из Coniferae не позволяет судить о возрасте вмещающих осадков. Можно лишь отметить, что некоторые виды празинофитов, близкие к отмеченным выше, были описаны В.А. Федоровой (1990) из пограничных слоев юры–мела Русской платформы в бассейне р. Оки (среднее Поволжье), где их стратиграфический диапазон был определен в пределах средне-верхневолжского подъяруса берриаса.

Мегионская свита, ачимовская пачка (интервал 3780–3690 м) представлена песчаниками, светло-серыми, серыми, полимиктовыми, с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов. Из отложений пачки получен В.А. Федоровой комплекс микрофитофоссилий (3765.6–3698.2 м). Среди хвойных комплексов преобладает средняя и мелкая по размерам пыльца типа Pinuspollenites spp., Piceapollenites spp., Podocarpidites spp. Из спор чаще других встречаются Leiotriletes и Cicatricosisporites minutaestriatus (Bolch.) Pocock., ?C. australiensis Pot. et Gell., C. aff. minor (Bolch.) Pocock. Из сопутствующих почти постоянно отмечаются единичные Sphagnumsporites sp., Densoisporites velatus Weyl. et Kireg., Lycopodiumsporites sp., Osmundacidites sp., ?Ishyosporites–Klukisporites spp., ?Lygodium spp., Lophotriletes sp. В интервале 3765.8–3778.3 м встречены ?Aequitriadites aff. spinulosus Delc. et Sprum., ?Foraminisporis sp., aff. Tripartina sp.; отмечены Cupressacites sp., Caythonipollenites sp., Sciadopityspollenites sp., ?Leptolepidites ?verrucatus Coup. В интервале 3719.0–3731.9 м появляются новые таксоны – ?Gnetaceaepollenites sp., Zonalapollenites sp., Leiotriletes ?aff. incertus Bolch., ?Selaginella ?aff. tenuispinulosa Krasn., Cicatricosisporites ?ludbrooki Dett., Lygodium aff. valanjinense K.-M., ?Lygodium (Impardecispora?) ?triangulatum E. Iv., ?Classopollis sp., Stachycarpus sp. Микрофитопланктон в нижней части пачки представлен немногочисленными остатками динофлагеллат: ?Muderongia aff. simplex Alb., ??Gonyaulacysta aff. jurassica (Delf.) Novik. et Sarj., ?? Cribroperidinium aff. globatum (Gitmez et Sarj.) Helenes, Tubotuberella spp., Gochteodinia ?ex gr. villosa Norris, ?Dingodinium sp., ??Imbatodinium aff. kondratjevi Vozzhen.; единичными празинофитами aff.? Lancettopsis sp., aff.? Eupoikilofusa sp., Pterospermella ? aff. parva Theod.

Выше по разрезу микрофитопланктон становится более разнообразен по составу празинофитов и диноцист, среди которых определены Tasmanites, Pterospermella (в том числе P. ?helios Sarj., P.? aff. magnicorpulenta Theod., P. ? aff. marginulata Theod., Pleurozonaria sp., Pterosphaeridia (с крупной сеткой), ?Eupoikilofusa spp., ?Paragonyaulacysta ? aff. borealis Brideaux, ?P. ?aff. capillosa Brideaux, Cribroperidinium sp., ?Wallodinium krutzchi Al., Sentusidinium sp., ?Hystrichodinium aff. voigthi Alb., ?Microdinium ?opacum Brideaux, Gochteodinia ex gr. villosa Norris., aff. ? Tubotuberella sp. По составу комплекс микрофитофоссилий ачимовской пачки близок к таковым из берриаса Средней Сибири (мыс Урдюк-Хая, п-ов Пакса; Ильина, 1985) и Арктической Канады (Brideaux, Fisher, 1976).

ВЫВОДЫ

Комплексное изучение и анализ биостратиграфического материала по мезозойским отложениям, вскрытым Тюменской сверхглубокой скважиной ТСГ-6, позволил получить следующие результаты:

1. Впервые для Западной Сибири представлен целостный разрез мезозоя и выявлена последовательность его лито- и биостратонов.

2. Уточнена биостратиграфия нижней вулканогенно-осадочной части разреза. Вслед за Ю.П. Казанским с соавторами (Результаты..., 1995; Казанский и др., 1995) принято трехчленное деление красноселькупской серии на евояхинскую (пермь?), коротчаевскую (нижний триас, инд-оленек?), и хадырьяхскую (средний триас, анизий?) свиты. Граница перми и триаса условно проводится на уровне 7250 м.

3. Уточнено посвитное расчленение и возраст тампейской осадочной серии. В соответствии со стратотипическим и опорными разрезами серии по скважинам Уренгоя (Бочкарев и др., 1989; Киричкова, Травина, 1995) обосновано двучленное деление серии в сверхглубокой скважине и ее ладин-карнийский возраст.

4. Уточнена номенклатура свит нижнеюрской части разреза сверхглубокой скважины согласно

Решениям Межведомственного стратиграфического совещания по Западной Сибири, Тюмень, 1990. Выявлен перерыв в осадконакоплении в конце позднего триаса между витютинской и береговой свитами.

5. Впервые получила детальную характеристику по микрофитофоссилиям морская часть разреза средней, верхней юры (абалакская, баженовская свиты) и низов нижнего мела (ачимовская пачка мегионской свиты).

6. Впервые для единого разреза мезозоя, в континентальной части в особенности, выделены последовательно сменяющиеся во времени палинокомплексы. Последние явились основой широких хроностратиграфических корреляций в пределах Уренгойского района и за его пределами. Граница анизийского и ладинского ярусов проводится в разрезе сверхглубокой скважины на глубине 6421 м, триаса и ранней юры – на уровне 4890 м.

7. Проведенные комплексные биостратиграфические исследования по мезозойским отложениям, вскрытым Тюменской сверхглубокой скважиной ТСГ-6, позволяют с полным основанием рассматривать разрез скважины в качестве опорного для мезозойских отложений северной половины Западной Сибири.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бочкарев В.С., Брадучан Ю.В., Глушко Н.К. и др. Триас северных районов Западной Сибири // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 4–13.

Брадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.Н. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. С. 216.

Булынникова А.А., Ясович Г.С. Стратиграфия юрских и меловых отложений. Юрская система // Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1972. 37 с.

Ехлаков Ю.А., Диковский А.А., Фрик М.Г. и др. Особенности глубокозалегающих мезозойских отложений севера Западно-Сибирской плиты // Сов. геология. 1991. № 8. С. 80–85.

Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н. Триасовые и юрские отложения в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины // Результаты бурения и исследования Тюменской сверхглубокой скважины. Пермь, 1995. С. 29–31.

Ильина В.И. Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. 237 с.

Казанский Ю.П., Мозгунова Е.В., Москвин В.И., Солотчина Э.П. Состав и строение триасовых вулканогенных отложений сверхглубокой скважины ТСГ-6 (Уренгойский р-н, Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 6. С. 157–164.

Киричкова А.И. Триасово-раннеюрская флора Восточного Урала // Отечеств. геология. 1993. № 11. С. 37–46.

Киричкова А.И., Травина Т.А. Фитостратиграфия и корреляция юрских отложений Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 43–60.

Могучева Н.К. К изучению триасовой флоры Восточного Таймыра // Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1982. С. 43–71.

Могучева Н.К. Новые данные о флоре позднего триаса Восточного Таймыра // Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири. М.: Наука, 1984. С. 56–64.

Нестеров И.И., Бочкарев В.С., Пуртова С.И. Уникальный разрез триаса Западной Сибири // Докл. РАН. 1995. Т. 140. № 5. С. 659–663.

Ровнина Л.В. Стратиграфическое расчленение континентальных отложений триаса и юры северо-запада Западно-Сибирской низменности. М.: Наука, 1972. 110 с.

Результаты бурения и исследования Тюменской сверхглубокой скважины. Пермь: Недра, 1995. 141 с.

Романовская Г.М. Палинокомплексы триаса мыса Цветкова // Палинологические таксоны в биостратиграфии. Саратов: Саратовский университет, 1989. С. 6–9.

Тужикова В.И., Курбежекова А.Н. Биостратиграфия триасовой эффузивно-осадочной формации Урала. М.: Наука, 1973. 151 с.

Федорова В.А. Новые виды цист динофлагеллат и празинофитов из бореальных верхнеюрских–нижнемеловых отложений на территории СССР // Фитостратиграфия и морфология спор древних растений нефтегазоносных провинций СССР. Л.: ВНИГРИ, 1989. С. 69–80.

Brideaux W.W., Fisher M.J. Upper Jurasic-Lower Cretaseous dinoflagellate assemblages from Arctic Canada // Geol. Surv. of Canada. 1976. Bull. 259. 53 p.

Mädler K. Die geologische Vergreitung von Spore und Pollen in der Deutschen Trias // Beih. Geol. Jarn. 1964. № 65. 147 s.

Orlowska-Zwolinska. Palinostratygraqfia epikontynentalych osadow Wizszego triasu w Polsce. Prace Inst. Geol. 1983. C IV. 89 p.

Schulz E. Sporen paleontologische Untersuchungen ratoliassichen Beckens // Palaontologie. 1967. Abh. B. Bd. 11. № 3. P. 427–633.

Vissher H., Brugman W.A. Ranges of selected palynomorphs in the Alpine Triassic of Europe // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1981. V. 34. P. 115–128.

Рецензент М.А. Ахметьев

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 1, с. 86–98

УДК 563.12:551.781.3/.4(265.2)

БИОГЕОГРАФИЯ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ В ПАЛЕОЦЕНЕ И ЭОЦЕНЕ

© 1999 г. И. А. Басов

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

Поступила в редакцию 22.04.97 г.

Приведены результаты анализа изменений видового разнообразия, таксономического состава и структуры ассоциаций планктонных фораминифер в Северо-Тихоокеанском регионе от Центрально-Тихоокеанских гор на юге до Северной Камчатки на севере в течение позднепалеоценового-эоценового времени. Показано, что в позднем палеоцене и раннем эоцене Северная Пацифика была заселена ассоциацией фораминифер, в которой в таксономическом отношении преобладали представители экваториально-тропического (Morozovella) и тропическо-субтропического (Acarinina) родов. Их роль несколько снижается только в пределах Северной Камчатки. В среднем эоцене в Северо-Тихоокеанском регионе хорошо заметна широтная дифференциация планктонных фораминифер, которая началась, вероятно, еще во второй половине раннего эоцена и особенно ярко выражена в позднем эоцене. Подобная тенденция характерна также и для южной высокоширотной области Тихого океана. В целом, изменения в составе планктонных фораминифер, структуре их ассоциаций и распространении в изученном регионе на протяжении позднего палеоцена и эоцена аналогичны таковым, установленным ранее для Атлантического океана.

Ключевые слова. **Поздний палеоцен, эоцен, планктонные фораминиферы, биогеография, широтная дифференциация, Северная Пацифика.**

ВВЕДЕНИЕ

Палеогеновый период в истории Земли был временем кардинальной океанологической перестройки, когда соленостная циркуляция, которая была характерна для мелового океана, постепенно сменилась циркуляцией термогалинного типа. Океанологическая реорганизация происходила параллельно с глобальным похолоданием, которое началось в среднем эоцене и продолжалось в течение всего кайнозоя. На фоне прогрессирующего похолодания отмечались периоды относительных потеплений и резких падений температур поверхностных и придонных вод. Океанологические и климатические изменения отражались на составе и разнообразии биоты, в первую очередь, планктонных микроорганизмов, в том числе планктонных фораминифер. Наиболее ярко эти процессы проявились в ассоциациях карбонатных планктонных организмов, населявших высокоширотные области, где они чутко реагировали на относительные колебания температур не только изменениями в структуре ассоциаций, т.е. изменениями количественных соотношений тепловодных и холодноводных видов, но и изменениями видового разнообразия за счет исчезновения или появления этих видов. Поэтому изучение здесь таксономического состава планктонных фораминифер и динамики его изменений в пространстве и времени исключительно важно с точки зрения биогеографических и климатических интерпретаций.

До последнего времени палеогеновые ассоциации планктонных фораминифер в пределах высокоширотной части Тихого океана были практически неизвестны, поэтому судить об их биогеографической принадлежности не представлялось возможным. Наиболее высокоширотные разрезы палеогена в Северной Пацифике были вскрыты бурением лишь на подводных поднятиях Шатского и Хесса, которые в настоящее время расположены вблизи северной границы северной субтропической области. Что касается бореальной области Пацифики, то планктонные фораминиферы здесь были встречены только в палеогеновых отложениях гайота Мейджи, пробуренных скв. 192 в 19 рейсе "Гломар Челленджера" Проекта глубоководного бурения, где они представлены всего несколькими видами и имеют низкую численность и плохую сохранность (Creager et al., 1973). Разрезы палеогена, сложенные преимущественно морскими терригенными и вулкано-терригенными отложениями с фауной планктонных фораминифер, известны также в пределах западного континентального обрамления Берингова моря (Крашенинников и др., 1988; Беньямовский и др., 1992; Опорный разрез..., 1994; Беньямовский, Гладенков, 1996).

Относительно полные разрезы палеогеновых осадков в высокоширотной области Тихого океа-

на, содержащих разнообразные ассоциации карбонатных планктонных микроорганизмов, в том числе фораминифер, были впервые пробурены в 145 рейсе "ДЖОИДЕС Резольюшн" Программы океанского бурения на поднятии Обручева (Rea et al., 1995). Палеогеновые осадки здесь вскрыты в двух точках: на вершине поднятия (скв. 883; 51°11,908′ с.ш.; 167°46,128′ в.д.; глубина 2385 м) и у подножья его северо-восточного склона (скв. 884; 51°27,026′ с.л.; 168°20,228′ в.д.; глубина 3825 м).

Планктонные фораминиферы встречены в обоих разрезах, но более высокое таксономическое разнообразие, обилие и лучшую сохранность они имеют в относительно мелководной скв. 883, где они распространены, хотя крайне неравномерно, практически по всему разрезу палеогеновых осадков. В более глубоководной скважине 884 обедненная ассоциация планктонных фораминифер присутствует лишь в среднеэоценовом интервале. Видовое разнообразие, численность и сохранность планктонных фораминифер и их стратиграфическое распространение в этих разрезах было проанализировано ранее (Basov, 1995; Басов: 1997). На основании планктонных фораминифер и наннопланктона в разрезе палеогена на поднятии Обручева установлены верхнепалеоценовые, нижне- и среднеэоценовые, верхнеэоценовые(?)-нижнеолигоценовые отложения.

Ранее было показано (Крашенинников и др., 1988; Беньямовский, Гладенков, 1996), что периоды потеплений в палеогене отмечены миграцией тропических-субтропических видов в высокие широты тихоокеанского региона, которые в целом характеризовались относительно холодноводной ассоциацией планктонных фораминифер. Целью настоящей работы было выяснение структуры сообществ планктонных фораминифер в разных широтах Северо-Тихоокеанского региона и ее изменений на протяжении палеогена.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Основой для биогеографического анализа планктонных фораминифер в высокоширотной области Тихого океана послужили результаты их изучения в палеогеновых разрезах, пробуренных в 145 рейсе "ДЖОИДЕС Резольюшн" Программы океанского бурения на поднятии Обручева (скв. 883, 884). Из палеогеновых осадков, вскрытых этими скважинами, для фораминиферового анализа было отобрано 69 и 145 образцов, соответственно. Образцы были подвергнуты лабораторной обработке с применением традиционной методики для последующего изучения под бинокулярным микроскопом. Планктонные фораминиферы были обнаружены практически во всех образцах из скважины 883 и только в 20 образцах из скважины 884.

Для сравнения ассоциаций планктонных фораминифер бореальной области с одновозрастными ассоциациями более низких и высоких (южных) широт Тихого океана были использованы опубликованные данные (Крашенинников, 1982; Крашенинников, Басов, 1986; Крашенинников и др., 1988; Опорный разрез..., 1994; Jenkins, 1971; Luterbacher, 1975; Butt, 1980; и др.). В отдельных районах фораминиферы палеогена изучались разными исследователями. Например, сведения о составе палеогеновых планктонных фораминифер на поднятии Шатского содержатся в нескольких работах (Крашенинников, 1982; Luterbacher, 1975; Corfield, Shackleton, 1988). Учитывая, что понимание некоторых видов у разных исследователей нередко различается, данные по таксономическому составу фораминифер в подобной ситуации брались из работы, где их ассоциации описаны наиболее полно (в приведенном случае, Крашенинников, 1982). На рис. 1 показано положение скважин глубоководного бурения и основных разрезов палеогеновых отложений, по материалам которых проводился биогеографический анализ фораминиферовых ассоциаций.

При анализе таксономического состава планктонных фораминифер выделялись группы относительно тепловодных (тропических и субтропических) и холодноводных видов. Для разделения видов по их принадлежности к климатическим поясам использовалась классификация, предложенная А. Борсма и И. Премоли Силва (Boersma, Premoli Silva, 1983, 1991; Boersma et al., 1987; Premoli Silva, Boersma, 1989). На основе анализа распространения палеогеновых планктонных фораминифер во всех климатических зонах Атлантического океана по материалам глубоководного бурения ими установлено, что на протяжении позднего палеоцена-раннего эоцена их ассоциация повсеместно доминировалась видами родов Morozovella и Acarinina, первый из которых является экваториально-тропическим, а второй тропическо-субтропическим таксоном. Они сопровождались умеренно-тепловодными видами родов Guembelitria, Chiloguembelina, Planorotalites, а также низкоспиральными субботинами и тенуителлидами, которые тяготели к высоким широтам. В среднем эоцене для тропической области были характерны, наряду с морозовеллами и акарининами, также виды родов Hantkenina, Globigerinatheka и Turborotalia (группа T. cerroazulensis). Показателями тепловодных условий в среднем эоцене являлись, вероятно, также виды родов Truncorotaloides и Orbulinoides, которые в Тихом океане часто встречаются в палеогеновых осадках тропической области (Крашенинников и др., 1988). Представители этих родов населяли также и умеренную область, где они наравне с псевдохастигеринами и низкоспиральными субботинами приобретали доминирующее значение.

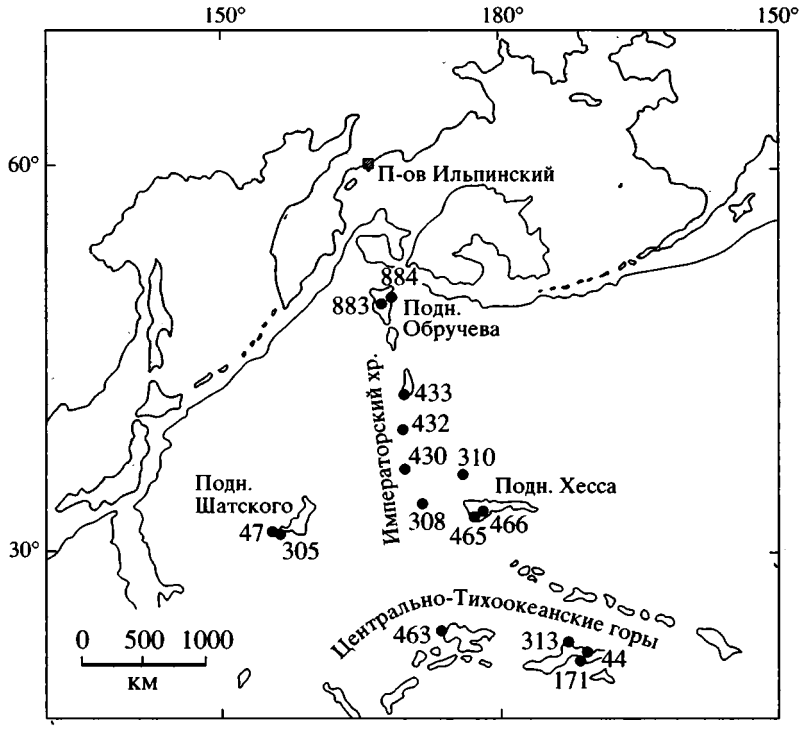


Рис. 1. Положение скважин глубоководного бурения в Северной Пацифике.

Индикаторами холодноводных условий высоких широт являлись низкоспиральные субботины, тенуителлиды и представители родов Chiloguembelina, Globorotaloides и Catapsydrax. В позднеэоценовом океане для тропических вод, по данным упомянутых авторов, были характерны представители родов Hantkenina, Globigerinatheka, Globoquadrina, Paragloborotalia, Dentoglobigerina, Cassigerinella, Turborotalia. Многие из них были широко распространены и в умеренных широтах. Доминирующим элементом ассоциаций фораминифер здесь были псевдохастигерины, низкоспиральные субботины и крупные глобигерины. Высокоширотные области были заселены преимущественно видами родов Chiloguembelina, Globorotaloides, Globigerina, Catapsydrax, Tenuitella (Boersma, Premoli Silva, 1991).

При интерпретации палеоусловий, в которых обитали фораминиферы, наиболее надежные результаты могут быть получены при анализе количественных характеристик распределения отдельных видов и структуры их ассоциаций. К сожалению, практически во всех публикациях, посвященных палеогеновым планктонным фораминиферам Тихого океана, количественные данные отсутствуют, а приводятся лишь данные по относительному содержанию видов, выраженные в категориях "много", "обычно", "редко" и других. Вместе с тем, как показали исследования в Атлантическом океане (Boersma, Premoli Silva, 1991), биогеографические интерпретации на основе количественного и качественного анализа ассоциаций палеогеновых планктонных фораминифер в различных климатических зонах практически не отличаются друг от друга. Следует отметить также, что в условиях интенсивного растворения соотношение видов в ископаемых ассоциациях может сильно искажаться по сравнению с таковым в исходных комплексах, при сохранении неизменным первоначального набора видов. К сожалению, большинство известных в настоящий момент разрезов палеогеновых отложений в Северной Пацифике страдают фрагментарностью и разной детальностью расчленения, что делает невозможным сравнение их разрезов на зональной основе. Нередко, в связи с разной полнотой разрезов, приходится сопоставлять ассоциации, заведомо различающиеся по своей представительности, что, естественно, может негативно отражаться на интерпретациях видового разнообразия в тех или иных временных интервалах или климатических зонах. Очевидно, однако, что соотношение относительно тепловодных и холодноводных видов в ассоциациях в этих случаях должно сохраняться независимо от ее полноты.

Данные по таксономическому составу позднепалеоценовых и эоценовых планктонных фораминифер и их распределению в палеогеновых разрезах разных широт северо-западной части Тихоокеанского региона приведены в таблице.

Планктонные фораминиферы в палеогеновых отложениях Северотихоокеанского региона

Виды	I	II	III	IV	V	VI
Род **Acarinina**						
Acarinata	+	+	+			+
Angulosa		+				
Apressocamerata		+				
Aquiensis			+			
Aspensis	+	+	+			
Berggreni		+				
Broedermanni	+	+				
Bullbrooki	+	+	+	+	+	
Camerata	+	+				
Carinata					+	
Clara			+			
Collactea		+				
Cuneiacamerata		+				
Decepta		+				
Esnaensis		+	+			+
Graveli		+				
Intermedia						+
Interposita	+	+				
Matthewsae				+	+	
Mckannai		+	+	+	+	+
Multiloculata		+				
Nitida		+			+	
Pentacamerata	+	+	+		+	+
Primitiva		+			+	
Pseudotopilensis	+	+	+	+		+
Rotundimarginata	+		+			
Rugosoaculeata					+	
Soldadoensis	+	+	+		+	+
Strabocella		+				
Subsphaerica					+	+
Tadjikistanensis djanensis	+		+			
Tribulosa		+				
Triplex	+	+	+		+	
Wilcoxensis		+			+	
Род **Catapxydrax**						
Echinatus	+					
Howei	+					
Martini					+	
Perus	+					
Unicavus					+	
Род **Chiloguembelina**						
Wilcoxensis			+	+		

Таблица. Продолжение

Виды	I	II	III	IV	V	VI
Род **Cribrohantkenina**						
Inflata	+					
Род **Dentoglobigerina**						
Galavisi	+				+	
Род **Eoglobigerina**						
Trivialis		+	+			+
Varianta		+	+			+
Род **Globigerina**						
Angustiumbilicata					+	
Incretacea	+					
Praebulloides	+				+	
Pseudovenezuelana	+					
Tripartita	+					
Род **Globigerinatheka**						
Barri	+	+				
Index	+		+		+	+
Kugleri	+		+			
Semiinvoluta	+	+				
Tropicalis	+	+				
Род **Globorotalia**						
Imitata		+	+			+
Reissi						+
Род **Globorotaloides**						
Carcosellensis					+	
Suteri	+				+	
Taroubaensis		+				
Testarugosa					+	
Turgidus	+					
Род **Hantkenina**						
Alabamensis	+					
Lehneri	+					
Longispina	+					
Suprasuturalis	+					
Род **Morozovella**						
Acuta		+	+			
Aequa	+	+	+	+		+
Angulata		+	+	+		
Apanthesma		+				
Aragonensis	+	+	+		+	
Caucasica	+	+	+	+	+	
Conicotruncata		+	+	+		
Convexa		+	+			+
Crater		+				
Edgari		+				
Elongata		+		+		+

Таблица. Продолжение

Виды	I	II	III	IV	V	VI
Formosa formosa	+	+	+			
Formosa gracilis	+	+		+	+	
Hispicidaris		+	+			
Kubanensis		+	+			
Laevigata		+	+			+
Lehneri	+	+				
Lensiformis		+	+	+	+	
Marginodentata	+	+		+		
Marksi		+	+			
Naussi		+				
Nicoli						+
Occlusa		+	+			
Parva		+				
Pasionensis		+	+			
Perclara						+
Quadrata		+	+			
Quetra	+	+	+		+	
Simulatilis				+		
Spinulosa	+	+		+		
Subbotinae	+	+		+	+	+
Tortiva		+				
Trichotrocha		+				
Velascoensis		+	+	+	+	
Wilcoxensis	+	+				+
Род **Muricoglobigerina**						
Senni	+	+	+	+	+	
Род **Orbulinoides**						
Beckmanni	+					
Род **Planorotalites**						
Compressus		+		+		
Ehrenbergi		+	+			
Planoconicus		+				
Pseudomenardii		+	+	+		
Pseudoscitulus			+			
Pusilla		+	+	+		
Род **Pseudohastigerina**						
Micra	+	+			+	+
Wilcoxensis	+	+		+		+
Род **Subbotina**						
Angipora						+
Angiporoides					+	
Bacuana		+				+
Chascanona		+				
Compressaformis	+	+	+			+

Таблица. Окончание

Виды	I	II	III	IV	V	VI
Corpulenta	+	+				
Eocaena		+			+	+
Eocaenica					+	+
Hagni					+	
Hevensis						+
Higginsi		+	+	+		+
Inaequispira	+	+				+
Linaperta					+	
Lozanoi					+	
Nana	+	+	+	+		
Pileata		+				
Prolata		+				
Pseudobullodes		+		+		
Pseudoecoaena compacta	+					
Pseudoecoaena pseudoecoaena						+
Pseudoecoaena tribulosa						+
Posttriloculinoides	+					+
Quadritrioculinoides		+				+
Rotundaenana						+
Triloculinoides	+	+		+		+
Velascoensis		+	+		+	+
Yeguaensis						+
Zuensis						+
Род **Tenuitella**						
Gemma					+	
Род **Truncarotaloides**						
Rohri	+	+			+	
Topilensis	+	+				
Род **Turborotalia**						
Bolivariana	+					+
Boweri		+	+		+	+
Centralis	+					
Cerroazulensis	+	+				
Cocoaensis	+					
Frontosa	+				+	+
Griffinae					+	

Примечание. Римские цифры в колонках: I – Центрально-Тихоокеанские годы; II – поднятие Шатского; III – поднятие Хесса; IV – Императорский хребет; V – поднятие Обручева; VI – Северная Камчатка.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В целом, таксономический состав планктонных фораминифер в палеогеновых осадках поднятия Обручева имеет смешанный характер. В их ассоциациях присутствуют как типичные тепловодные (тропические) формы, так виды умеренных и высоких широт. При этом их соотношение по разрезу меняется, что отражает глобальную тенденцию похолодания в кайнозое и, возможно, локальные особенности климатического и океанологического режимов.

Чтобы проследить эти изменения и определить биогеографическую принадлежность палеогеновых ассоциаций планктонных фораминифер

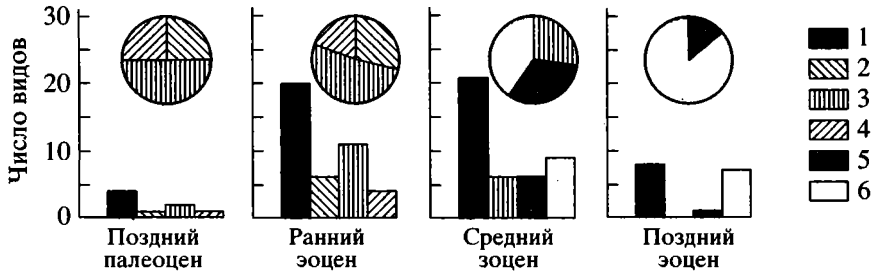


Рис. 2. Изменения видового разнообразия и состава планктонных фораминифер в палеогеновых отложениях поднятия Обручева (скв. 883, 884).

1 – суммарное число видов; 2, 3 – тропические: 2 – Morozovella, 3 – Acarinina; 4, 5 – умеренно-тепловодные: 4 – преимущественно Subbotina (поздний палеоцен–ранний эоцен), 5 – Globigerinatheka, Hantkenina, Pseudohastigerina, Truncorotaloides, Turborotalia, Dentoglobigerina (средний–поздний эоцен); 6 – холодноводные (Catapsydrax, Globorotaloides, Globigerina).

поднятия Обручева, в соответствии с вышеупомянутой классификацией (Boersma et al., 1987; Boersma, Premoli Silva, 1991) были построены диаграммы, показывающие соотношение их тепловодных и холодноводных видов в позднем палеоцене, раннем, среднем и позднем эоцене.

На рис. 2 показана динамика изменений видового разнообразия и структуры ассоциаций планктонных фораминифер на поднятии Обручева на протяжении позднего палеоцена и эоцена. В верхнепалеоценовых отложениях здесь встречена исключительно обедненная ассоциация фораминифер. Учитывая, что поднятие Обручева в позднем палеоцене находилось по крайней мере на 20° южнее (Rea et al., 1995) и температуры поверхностных вод в Северной Пацифике, согласно изотопным исследованиям (Pak, Miller, 1995) были высокими, такой обедненный состав фораминифер свидетельствует, скорее всего, о неблагоприятных условиях либо захоронения, либо обитания в это время (Басов, 1997). Возможно, обеднение было обусловлено сочетанием обеих причин. Конечно, при таком составе фораминифер их надежная палеоэкологическая интерпретация вряд ли возможна. Тем не менее, показательным является то, что из четырех встреченных здесь позднепалеоценовых видов, три вида (или 75%) принадлежат тепловодным родам Morozovella и Acarinina.

Раннеэоценовая ассоциация планктонных фораминифер в районе поднятия Обручева значительно более разнообразна, по сравнению с позднепалеоценовой, будучи представленной 21 видом. При этом доля тепловодных видов в ней даже выше, чем в позднепалеоценовой. Виды родов Morozovella и Acarinina (соответственно 7 и 11 видов) вместе составляют здесь около 85%. Остальные 15%) приходятся на представителей низкоспиральных субботинид, которые были более характерны для высокоширотных областей. Обращает на себя внимание отсутствие, как и в позднепалеоценовой ассоциации, видов, которые могли бы рассматриваться в качестве индикаторов климатических условий, свойственных, например, современным умеренным и высоким широтам.

Ситуация заметно меняется в среднем эоцене. Несмотря на то, что общее видовое разнообразие планктонных фораминифер в это время не претерпевает изменений, составляя 22 вида, соотношение тепловодных и холодноводных видов становится иным. Существенно увеличивается роль холодноводных видов (Subbotina, Catapsydrax и Globorotaloides), доля которых составляет около 40% от общего числа видов, в то время как доля представителей типичных тепловодных родов, таких как Acarinina и Globigerinatheka уменьшилась до 28%.

В среднем эоцене на поднятии Обручева обособилась группа видов, которая в соответствии с принятой классификацией характеризовала умеренно-тепловодные (субтропические) условия. К последним относятся виды Turborotalia frontosa, T. boweri, T. griffinae, Subbotina lozanoi, составляющие приблизительно треть общего таксономического состава ассоциации планктонных фораминифер.

Таким образом, в среднем эоцене тепловодные (тропические и субтропические) виды в районе поднятия Обручева в сумме составляли немногим более половины состава ассоциации планктонных фораминифер. Остальная часть была представлена холодноводными (космополитными) видами.

Еще более кардинальные изменения в составе планктонных фораминифер в рассматриваемом районе произошли в позднем эоцене?–раннем олигоцене. Этот интервал характеризовался не только резким уменьшением их видового разнообразия, но и наиболее существенным для палеогена изменением структуры комплекса. Встреченные в осадках этого возраста семь видов планктонных фораминифер (роды Catapsydrax, Globorotaloides, Globigerina, Tenuitella) характерны для холодноводных условий высоких широт (Boersma, Premoli Silva, 1991).

Рис. 3. Изменения видового разнообразия и состава планктонных фораминифер в Северо-Тихоокеанском регионе в позднем палеоцене.

Условные обозначения см. на рис. 2.

Чтобы оценить положение ассоциаций планктонных фораминифер, обнаруженных в палеогеновых отложениях поднятия Обручева, в ряду климатических зон этого времени, необходимо проследить изменения соотношений тепловодных и холодноводных видов при переходе из низких широт в высокие. Для этого, используя уже упомянутую классификацию А. Борсма и И. Премоли Силва (Boersma, Premoli Silva, 1991), были построены аналогичные диаграммы распределения тепловодных и холодноводных видов в палеогеновых ассоциациях фораминифер вдоль меридионального профиля от Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 44, 171, 313, 463 Проекта глубоководного бурения; современное положение около 20° с.ш.) на юге через поднятие Шатского (скв. 47, 305; 32–33° с.ш.), поднятие Хесса (скв. 310, 465, 466; 35–38° с.ш.), Императорский хребет (скв. 308 – 34°59′ с.ш.; скв. 430 – 37°59′ с.ш.; скв. 432 – 41°20′ с.ш.; скв. 433 – 40°45′ с.ш.), поднятие Обручева (скв. 883, 884; 51° с.ш.) до Северной Камчатки (приблизительно 60° с.ш.) на севере. Такие диаграммы были построены отдельно для позднего палеоцена, раннего, среднего и позднего эоцена.

Рисунок 3 демонстрирует изменение структуры позднепалеоценовой ассоциации планктонных фораминифер при движении с юга на север от поднятия Шатского (на Центрально-Тихоокеанских горах палеоценовые осадки уничтожены эрозией) до Корякско-Камчатского региона. Из приведенных диаграмм видно, что общее видовое разнообразие фораминифер в этом направлении значительно меняется. На поднятиях Шатского и Хесса оно составляет соответственно 39 и 29 видов (Крашенинников, 1982). В пределах Императорского хребта, где палеоген представлен мелководными осадками (Hagn et al., 1980), ассоциация планктонных фораминифер существенно беднее, чем на поднятии Шатского, и насчитывает семь видов в скв. 430 в самой южной части хребта и 13 видов в расположенной несколько севернее скв. 433 (Butt, 1980; Крашенинников, 1982). Минимальное видовое разнообразие фораминифер (четыре вида) отмечено на поднятии Обручева (скв. 883), что обусловлено, как уже говорилось, скорее всего, локальными неблагоприятными условиями обитания и захоронения. Довольно разнообразная ассоциация позднепалеоценовых фораминифер обнаружена в детально изученном разрезе п-ва Ильпинский в пределах Корякско-Камчатского региона, где она насчитывает 24 вида (Крашенинников и др., 1988).

Несмотря на такое различие в видовом разнообразии, которое во многом зависит как от степени изученности, так и влияния местных условий обитания и захоронения, структура фораминиферовых ассоциаций остается более или менее стабильной во всех указанных регионах за исключением последнего. На поднятиях Шатского, Хесса, Императорском хребте и поднятии Обручева тепловодные виды родов Morozovella и Acarinina в сумме составляют соответственно 67, 76, 71–73 и 75% ассоциации. Лишь в Корякско-Камчатском регионе доля представителей этих родов уменьшается до 46%. Остальная часть ассоциации приходится здесь на низкоспиральные субботиниды, тенуителлиды и планороталитесы.

Аналогичная, но еще более выразительная картина характерна для раннего эоцена. Раннеэоценовые ассоциации планктонных фораминифер в пределах Северо-Тихоокеанского региона известны в Центрально-Тихоокеанских горах, на поднятии Шатского, в южной половине Императорского хребта, на поднятии Обручева и в Корякско-Камчатском регионе. Как и в подстилающих отложениях, видовое разнообразие фораминифер в нижнем эоцене испытывает значительные колебания вдоль изученного профиля (рис. 4).

В Центрально-Тихоокеанских горах и на поднятии Шатского, где ассоциация раннеэоценовых планктонных фораминифер насчитывает соответственно 25 и 33 вида, более чем три четверти

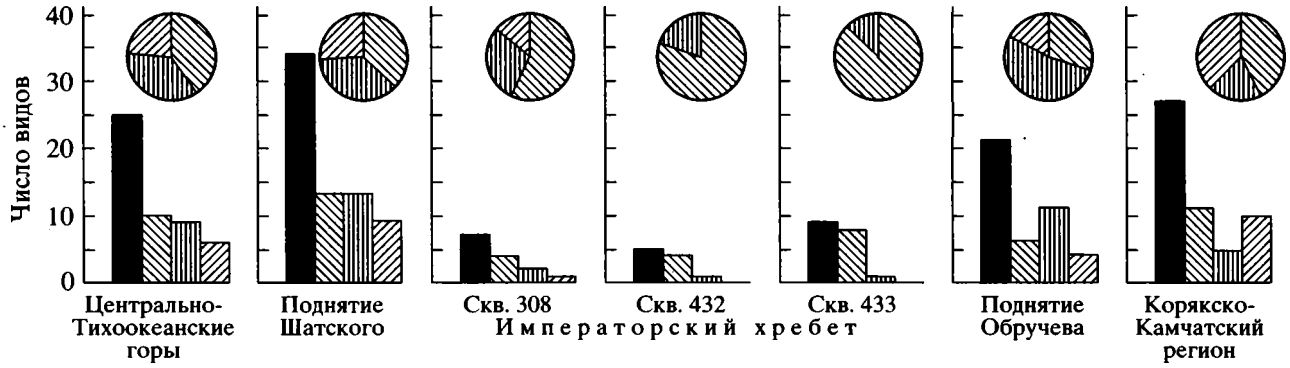


Рис. 4. Изменения видового разнообразия и состава планктонных фораминифер в Северо-Тихоокеанском регионе в раннем эоцене.
Условные обозначения см. на рис. 2.

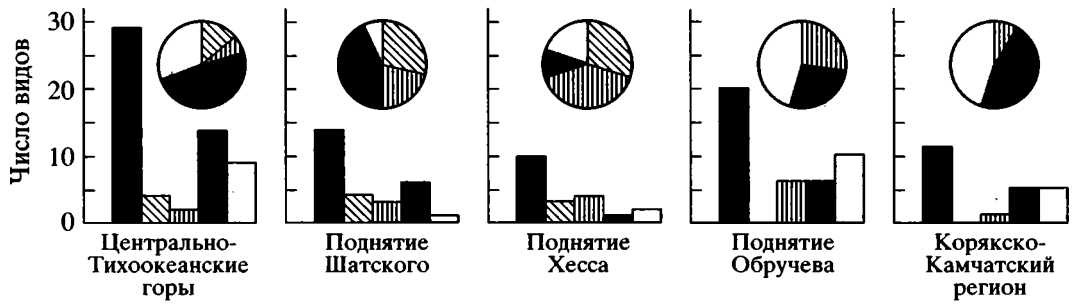


Рис. 5. Изменения видового разнообразия и состава планктонных фораминифер в Северо-Тихоокеанском регионе в среднем эоцене.
Условные обозначения см. на рис. 2.

ее состава представлены акарининами и морозовеллами, в то время как относительно холодноводные виды в сумме составляют лишь 24 и 33%. В южной оконечности Императорского хребта (скв. 308) последние составляют всего 14% ассоциации, насчитывающей здесь семь видов; доминирующая роль здесь также принадлежит морозовеллам и акарининам. Севернее, в скв. 432 сильно обедненная фораминиферовая ассоциация (пять видов) целиком состоит из термофильных видов. В нижнеэоценовых осадках средней части хребта (скв. 433) ассоциация фораминифер насчитывает 18 видов; большая их часть (72%) принадлежит родам Morozovella и Acarinina, остальные виды представлены низкоспиральными субботинами и планороталитесами. На поднятии Обручева ассоциация планктонных фораминифер (21 вид) также состоит преимущественно из морозовелл и акаринин, которые в сумме составляют 83%. Раннеэоценовая ассоциация фораминифер Корякско-Камчатского региона (26 видов), как и позднепалеоценовая, несколько отличается по своей структуре от всех более южных. Тепловодные морозовеллы и акаринины вместе составляют здесь 53% от общего числа видов; остальные в подавляющем большинстве представлены субботинами.

Среднеэоценовые ассоциации планктонных фораминифер обнаружены в пределах Центрально-Тихоокеанских гор (30 видов), на поднятиях Шатского и Обручева (соответственно 14 и 26 видов) и в Корякско-Камчатском регионе (11 видов). Как видим, их видовое разнообразие в северотихоокеанском регионе в среднем эоцене не претерпевает существенных изменений по сравнению с предшествующим периодом (рис. 5). В то же время по своей структуре среднеэоценовые ассоциации заметно отличаются от раннеэоценовых. В их составе присутствуют как типичные тепловодные (Morozovella, Acarinina), так и заведомо холодноводные виды (Globorotaloides, Catapxydrax). Одновременно появляется группа умеренно-тепловодных видов, характерных для субтропических условий, т.е. представителей рода Pseudohastigerina, группы Turborotalia certoazulensis, высокоспиральных субботин, которые в подчиненном количестве присутствуют в среднеэоценовых ассоциациях всего Тихоокеанского региона.

В пределах Центрально-Тихоокеанских гор и поднятия Шатского среднеэоценовая ассоциация (29 и 14 видов, соответственно) представлена главным образом тепловодными (тропическими) видами родов Morozovella, Acarinina, Globigerinatheka и других. Они составляют здесь соответ-

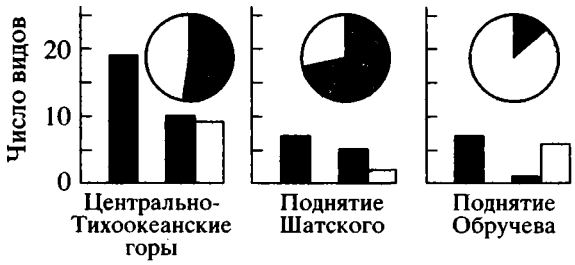


Рис. 6. Изменения видового разнообразия и состава планктонных фораминифер в Северо-Тихоокеанском регионе в позднем эоцене.
Условные обозначения см. на рис. 2.

ственно 55 и 79%, в то время как доля холодноводных видов не превышает 31 и 14%. Умеренно-тепловодные виды в этих двух районах занимают подчиненное положение (соответственно 14 и 7%). В южной части поднятия Хесса (скв. 466) ассоциация фораминифер представлена 10 видами, из которых семь видов (70%) принадлежат родам Morozovella и Acarinina), т.е. являются тепловодными, один вид (10%) является умеренно-тепловодным и остальные два (20%) холодноводными. Сильно обедненная из-за интенсивного растворения ассоциация планктонных фораминифер среднего эоцена (возможно, самых верхов нижнего эоцена) в районе северного окончания поднятия Хесса (скв. 310) представлена всего пятью видами, из которых два вида (40%) принадлежат роду Acarinina, один вид является умеренно-тепловодным и остальные два холодноводными. В ассоциации высокоширотной части Тихого океана (поднятие Обручева), насчитывающей 22 вида, доля тропических элементов сокращается до 30%. Почти половину ассоциации (45%) здесь составляют холодноводные виды. Остальные 25% представлены умеренно-тепловодными формами. Еще более холодноводная ассоциация планктонных фораминифер (11 видов) обнаружена в среднеэоценовых отложениях Корякско-Камчатского региона. Здесь она на три четверти состоит из типичных холодноводных представителей субботин и глобороталоидесов, еще одна четверть приходится на умеренно-тепловодные (субтропические) виды.

Таким образом, в среднем эоцене в Северно-Тихоокеанском регионе уже четко обозначилась широтная (климатическая) дифференциация планктонных фораминифер. Она началась здесь, вероятно, еще в раннем эоцене, скорее всего, во второй его половине, когда после климатического оптимума температура поверхностных вод океана постепенно начала снижаться. На это указывает, в частности, тот факт, что в высоких широтах (Корякско-Камчатский регион), где планктонные фораминиферы особенно чутко реагируют на климатические флуктуации, наиболее резкие изменения в их составе фиксируются в раннем ипре (Беньямовский и др., 1992; Опорный разрез..., 1994).

В соответствии с изменениями состава планктонных фораминифер вдоль меридионального профиля в Северо-Тихоокеанском регионе, для среднего эоцена можно выделить следующие биогеографические провинции: тропическую (Центрально-Тихоокеанские горы, поднятие Шатского, южная часть поднятия Хесса), субтропическую, которая выделяется условно в связи с отсутствием надежных данных и охватывает, вероятно, северную часть поднятия Хесса и большую часть Императорского хребта, переходную (поднятие Обручева) и бореальную (Корякско-Камчатский регион).

В позднем эоцене изменения в фауне фораминифер становятся еще более заметными. Это проявляется как в повсеместном значительном уменьшении видового разнообразия, так и в структуре ассоциаций. Позднеэоценовые ассоциации в Северо-Тихоокеанском регионе встречены на Центрально-Тихоокеанских горах, поднятиях Шатского и Обручева, а также в пределах Корякско-Камчатского региона. Наибольшее разнообразие (19 видов) они имеют в Центрально-Тихоокеанских горах, во всех остальных районах оно колеблется от семи видов на юге до четырех на севере (рис. 6). При этом, тепловодная ассоциация обнаружена только на Центрально-Тихоокеанских горах, где она больше чем наполовину представлена тепловодными (53%) и умеренно-тепловодными формами. На поднятии Обручева присутствуют главным образом холодноводные виды родов Globorotaloides, Catapsydrax, Globigerina и Tenuitella, а также редкие экземпляры умеренно-тепловодного вида Dentoglobigerina galavisi. В Корякско-Камчатском регионе единичные планктонные фораминиферы верхнего эоцена, встреченные только на Командорских островах, принадлежат холодноводному роду Tenuitella.

Таким образом, на протяжении позднего палеоцена и раннего эоцена, ассоциации планктонных фораминифер всей Северной Пацифики имеют отчетливо тепловодный тропический характер. Фауна Корякско-Камчатского региона в это время характеризуется субтропическим обликом. Широтная (климатическая) дифференциация становится хорошо выраженной в среднем эоцене, когда в Северо-Тихоокеанском регионе (включая Северную Камчатку) различаются тропическая (Центрально-Тихоокеанские горы, поднятие Шатского, южная часть поднятия Хесса), субтропическая (северная часть поднятия Хесса), переходная (поднятие Обручева) и бореальная ассоциации планктонных фораминифер (Корякско-Камчатский регион).

В соответствии с палеотектоническими реконструкциями, поднятие Обручева на протяжении раннего кайнозоя (палеоцена-эоцена) перемещалось вместе с Тихоокеанской литосферной плитой приблизительно с 30° с.ш. до 40° с.ш., т.е. в пределах современной субтропической области

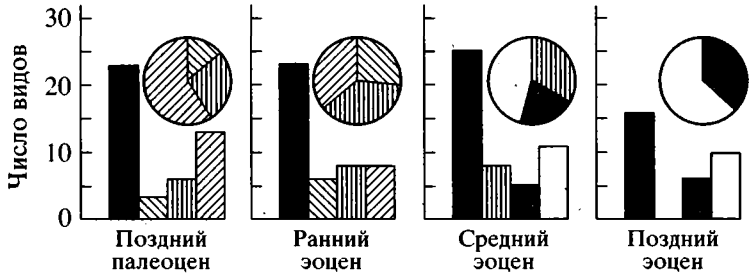


Рис. 7. Изменения видового разнообразия и состава планктонных фораминифер в Северо-Тихоокеанском регионе в палеоцене-эоцене.

Условные обозначения см. на рис. 2.

(Rea et al., 1995). Тем не менее, фауна фораминифер позднего палеоцена и раннего эоцена этого района по своему таксономическому составу имеет тропический характер. Субтропическая ассоциация встречена лишь в Корякско-Камчатском регионе. Это может свидетельствовать о совершенно иной биогеографической зональности, чем современная. Похоже, бореальной области в пределах Северной Пацифики как таковой в этот период не было, как не было ее и в Южном полушарии. По данным изотопно-кислородного анализа палеогеновых планктонных фораминифер на поднятии Мод в Приантарктическом регионе (Stott et al., 1990), температуры поверхностных вод здесь в позднем палеоцене-раннем эоцене достигали 18°С. Такие значения температуры поверхностных вод в современном океане в обоих полушариях характерны для субтропической области.

Диаграммы, построенные аналогичным образом для позднего палеоцена-эоцена Новозеландского плато (скв. 275; совр. широта 50° ю.ш.), демонстрируют ситуацию, аналогичную той, которая наблюдается в Северной Пацифике (рис. 7). В этом районе, который в раннем кайнозое находился вблизи Антарктиды, на протяжении позднего палеоцена-среднего эоцена разнообразие планктонных фораминифер не испытывало значительных колебаний (Jenkins, 1971; Крашенинников, Басов, 1986; Крашенинников и др., 1988). Более существенными были изменения в их составе. Позднепалеоценовая и раннеэоценовая ассоциации планктонных фораминифер в этом районе, как и в высоких широтах северного полушария, имеет тепловодный (субтропический в позднем палеоцене и тропический в раннем эоцене) характер. Представители родов Morozovella и Acarinina в это время составляли соответственно 41% и 63% от общего числа видов. Остальные виды были представлены в основном субботинами и хилогюембелинами.

Как и в северном полушарии, биогеографическая дифференциация начинается здесь со среднего эоцена, и особенно ярко она была выражена в позднем эоцене. При этом обращает на себя внимание одна особенность: и на Новозеландском плато, и на поднятии Обручева фауна фораминифер среднего эоцена имеет субтропический характер, хотя в первом районе доля тепловодных видов несколько ниже, чем во втором. Однако следует иметь в виду, что Новозеландское плато в это время занимало более высокоширотное положение, чем в настоящее время, и, наоборот, поднятие Обручева находилось значительно южнее в пределах современной субтропической области (Rea et al., 1995). Эта же особенность установлена и в Атлантическом океане (Boersma, Premoli Silva, 1991). Это означает, что среднеэоценовая фауна высоких широт Южного полушария, т.е. асимметрия в расположении климатических поясов и, соответственно, распределении планктонных фораминифер, которая наблюдается в настоящее время, появилась, вероятно, позднее, т.е. с появлением и становлением Циркумантарктического течения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ видового разнообразия, состава и структуры ассоциаций планктонных фораминифер и изменений этих характеристик в палеогеновых отложениях Северо-Тихоокеанского региона от Центрально-Тихоокеанских гор на юге (19°–21° с.ш.) до Северной Камчатки (60° с.ш.) на севере показал, что в позднем палеоцене-раннем эоцене вся Северная Пацифика была заселена довольно однообразной ассоциацией фораминифер, в которой в таксономическом отношении резко доминировали представители тепловодных (тропических) родов Morozovella и Acarinina. Их доминирующая роль несколько слабее выражена только в позднепалеоценовой-раннеэоценовой ассоциации на полуострове Ильпинский, Северная Камчатка, т.е. в самом северном из изученных разрезов. Различия в составе фораминифер в разных широтных зонах на фоне стабильного или даже несколько более высокого видового разнообразия становятся заметными начиная только со среднего эоцена, когда среди планктонных фораминифер достаточно четко обособились группы тепловодных (тропических), умеренно-тепловод-

ных (субтропических) и холодноводных (бореальных) видов. Широтная дифференциация в климатической приуроченности ассоциаций планктонных фораминифер началась, вероятно раньше, вслед за понижением температур после раннеэоценового климатического оптимума и становится особенно ярко выраженной в позднем эоцене.

Подобная тенденция в изменении видового разнообразия и состава ассоциаций планктонных фораминифер на протяжении палеоцена и эоцена наблюдается также в высоких широтах южного полушария. Сравнение позднепалеоценовых и раннеэоценовых ассоциаций поднятия Обручева и плато Кэмпбелл, в настоящее время расположенных на одинаковой широте, соответственно северного и южного полушарий, показывает, что в последнем районе доминирование тропических видов было выражено несколько слабее по сравнению с Северной Пацификой.

Работа выполнена при поддержки Российского фонда фундаментальных исследований (проект 96-05-66269).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Басов И.А. Планктонные фораминиферы и стратиграфия палеогена поднятия Обручева, Северная Пацифика // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 6. С. 49–60.

Беньямовский В.Н., Гладенков Ю.Б. Климатические колебания и миграция биоты в палеогене Северной Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 5. С. 67–82.

Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В., Бояринова М.Е., Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Таривердиева Т.Н. Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогене Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1992. № 1. С. 100–113.

Крашенинников В.А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. Москва: Наука, 1982. 141 с.

Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия кайнозоя Южного океана. Москва: Наука, 1986. 206 с.

Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А. Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана. Москва: Наука, 1988. 120 с.

Опорный разрез морского палеогена севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. Часть 1. 64 с. Часть 2. 114 с.

Basov I.A. Paleogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Sites 883 and 884, Detroit Seamount (Subarctic Pacific) // Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results. Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. (eds). College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 157–170.

Boersma A., Premoli Silva I. Paleocene planktonic foraminiferal biogeography and the paleooceanography of the Atlantic Ocean // Micropaleontology. 1983. V. 29. № 4. P. 355–381.

Boersma A., Premoli Silva I. Distribution of Paleogene planktonic foraminifera – analogies with the Recent? // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1991. V. 83. P. 29–48.

Boersma A., Premoli Silva I., Shackleton N.J. Atlantic Eocene planktonic foraminiferal paleohydrographic indicators and stable isotope paleoceanography // Paleoceanography. 1987. V. 2. № 3. P. 287–331.

Butt A. Biostratigraphic and paleoenvironmental analysis of the sediments at the Emperor Seamounts, DSDP Leg 55, Nortwestern Pacific: Cenozoic foraminifers // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1980. V. 55. P. 289–325.

Corgield R.M., Shackleton N.J. Productivity change as a control on planktonic foraminiferal evolution after the Cretaceous / Tertiary boundary // Historical Biology. 1988. V. 1. P. 323–343.

Creager J.S., Scholl D.W. et al. // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 19. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1973. V. 19. 913 p.

Hagn H., Butt A., Malz H. Paleocene shallow-water facies at Emperor Seamounts, DSDP Leg 55 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1980. V. 55. P. 327–347.

Jenkins D.G. New Zealand Cenozoic planktonic foraminifera // N. Z. Geol. Surv. Paleontol. Bull. 1971. V. 42. P. 1–278.

Luterbacher H. Paleocene and early Eocene planktonic foraminifera, Leg 32, Deep Sea Drilling Project // Init. Repts. DSDP. Larson R.L., Moberly R. (Eds). 1975. V. 32. P. 725–733.

Pak D.K., Miller K.G. Isotopic and faunal record of Paleogene deep-water transitions in the North Pacific // Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results. Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. (Eds). College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 265–281.

Premoli Silva I., Boersma A. Atlantic Paleogene planktonic foraminiferal bioprovincial indices // Marine Micropaleontology. 1989. V. 14. P. 357–371.

Rea D.K., Basov I.A., Krissek L.A., et al. Scientific results of drilling North Pacific Transect // Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results. Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. (Eds). College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 577–596.

Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. et al. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 145. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. 711 p.

Shackleton N.J., Kennett J. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analysis in DSDP Sites 277, 279, 281 // Init. Rep. DSDP. Kennet J.P., Houtz R.E. (eds). Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1975. V. 29. P. 743–755.

Stott L.D., Kennett J.P., Shackleton N.J., Corfield R.M. The evolution of Antarctic surface waters during the Paleogene: inferences from the stable isotopic composition of planktonic foraminifers, ODP Leg 13 // Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results, Barker P.F., Kennett J.P. (eds). College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. V. 113. P. 849–863.

Рецензенты Ю.Б. Гладенков,
В.А. Крашенинников

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 1, с. 99–109

УДК 561:551.794(268.52)

ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО КАРАНГАТА АБХАЗИИ

© 1999 г. Э. В. Квавадзе, Л. П. Рухадзе

Институт палеобиологии им. Л.Ш. Давиташвили АН Грузии, 380004 Тбилиси, Поточная ул., 4, Грузия

Поступила в редакцию 21.12.95 г., получена после доработки 12.11.96 г.

Для рассматриваемого региона впервые предлагается схема детального климатостратиграфического расчленения отложений раннего карангата, согласно которой в развитии климата выделяется четыре потепления, разделенные тремя похолоданиями. Все выводы основаны на результатах палинологического анализа 6.5-метровой толщи отложений раннего карангата (рисс-вюрма), залегающих на глубине 38.5–45 м в окрестностях г. Сухуми. Установлено, что за время осадконакопления исследуемого слоя размещение растительности не было постоянным. Неоднократно происходила миграция не только темнохвойных формаций, но и широколиственных, приуроченных к средней и нижней полосам гор. Динамика растительности и климата отражает три этапа в их развитии. Третий этап подразделяется на четыре субэтапа и ряд климатических фаз.

Ключевые слова. **Палиностратиграфия, карангат, развитие климата, миграция растительности.**

ВВЕДЕНИЕ

Раннекарангатские отложения, охарактеризованные моллюсковой фауной, наиболее широко распространены в западной части Грузии (Дзвелая, 1956; Мамаладзе, 1975; Федоров, 1978). Впервые карангатская флора описана по отпечаткам листьев из отложений Сухумской горы и Лечкопи (Колаковский, 1952; Ратиани, 1959), где было выявлено до 42 форм (рис. 1). Затем список пополнился находками опять же листовых флор Гумисты (Ратиани, 1960; 1970; Ратиани, Соловьев, 1965) и травертинов Верхней Сванетии (Ратиани, 1964).

Позже состав флоры карангатского времени был дополнен палинологическими данными 6 образцов из плейстоценовых отложений Хорга, Пицунды и Кобулети (Шатилова, 1974; Шатилова, Бадзошвили, 1966; Шатилова, Рамишвили, 1990). Значительно большее количество образцов (9 и 16) было изучено из карангатского горизонта разрезов Патара Поти (Мамацашвили, 1975) и Сухуми (Квавадзе и др., 1984). В этой нашей ранней работе отмечается теплолюбивый характер господствующей растительности, свидетельствующей о более теплом и значительно менее влажном, чем современный, климате карангата в целом. Однако насыщенность образцов микрофитофоссилиями, богатый состав пыльцы и спор как в качественном, так и в количественном отношениях побудили нас к детальному изучению палинофлоры этих осадков и попытке построения дробной стратиграфической схемы раннего карангата Абхазии. Частичное разрешение этой задачи, а также выяснение вопросов динамики растительности и климата раннекарангатского времени является целью предлагаемого исследования.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В восточной части Сухумского полуострова на 1-й черноморской террасе (координаты 43° с.ш., 57°49′ в.д.) геологическим буром УРБ-ЗАМ (УКС-22М) разбурена скважина № 36. В результате вскрыты отложения мощностью 44.7 м. Толщина керна 108 мм. Всего на палинологический анализ отобрано и проанализировано 120 образцов. Стратиграфическое расчленение и полная характеристика голоценовых толщ (верхние 26 м) нами была опубликована ранее (Квавадзе и др., 1984; Квавадзе, Рухадзе, 1989). Однако не меньший интерес представляют и пыльцевые спектры нижней части скважины. Литологически они представлены мелким песком с включениями гравия-галечника. Самые нижние слои на уровне глубин 38.5–45.0 м мы относим к рисс-вюрмскому межледниковью или раннему карангату, так как вслед за Л.И. Муруашвили (1985, 1991), В.А. Зубаковым (1986) и другими исследователями придерживаемся синхронизации позднего карангата с вюрмской ледниковой эпохой.

Рис. 1. Карта Грузии и местоположение изученных разрезов карангатского времени.

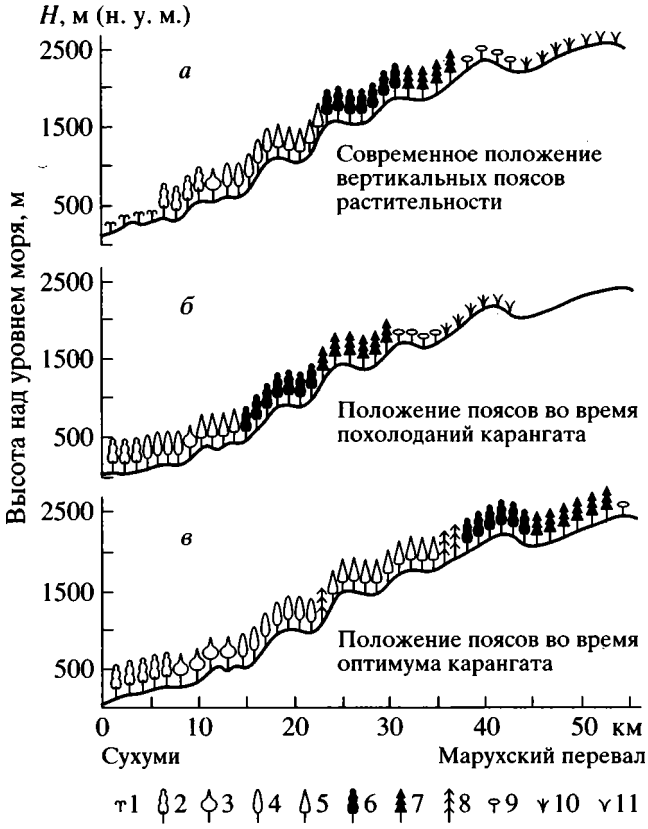


Рис. 2. Положение растительных поясов по трансекте Сухуми-Марухский перевал: *а* – современные, *б* – во время похолоданий карангата, *в* – во время потеплений карангата. 1 – псаммофильная растительность; 2 – ольха; 3 – дуб; 4 – каштан; 5 – граб; 6 – бук; 7 – пихта; 8 – сосна; 9 – субальпийская растительность; 10 – альпийская растительность; 11 – растительность высокогорных тундр.

Ориентиром и основанием для установления возраста слоев послужили имеющаяся на глубине 8.5 м датировка по 14С–6425 ± 60 лет назад (ТБ-352) и характер спорово-пыльцевых спектров (СПС): угасающие следы в прошлом широко распространенных растений (таксодиевых, кедра, гикори, тсуги) и большое количество пыльца граба, каштана, бука, дуба, липы, ильма, указывающих на господство широколиственных лесов. А также особенности спорово-пыльцевого комплекса (СПК) вышележащих слоев, отличающегося чрезвычайно большим количеством (до 70%) пыльцы пихты, свидетельствующим о необычайно низком расположении пояса темнохвойных лесов и сильном похолодании – признаков, характерных для вюрма.

Отметим, что принципы выделения палинозон при стратиграфическом расчленении осадков горных регионов Закавказья основаны, прежде всего на доминантах спектров. Учитывается также тенденция возрастания, либо убывания пыльцы растений относящихся к разным экологическим группам. Так, наиболее явным индикатором климатических флуктуаций является пыльца пихты и бука, увеличение содержания которой в осадках приморской полосы свидетельствует о приближении их поясов к месту седиментации и тем самым об ухудшении климатических условий (рис. 2). В это время обычно уменьшается в спектрах количество пыльцы широколиственных растений (граба, каштана, дуба, липы и др.). При улучшении климатических условий процесс идет в обратном порядке. Кроме того, следует подчеркнуть, что употребляемые в тексте термины "холодный" и "сухой" являются весьма условными (относительными). Более подробная характеристика критериев выделения палинологических комплексов в Закавказье приводится в ранних работах (Квавадзе, Рухадзе, 1989; Kvavadze, 1993, Квавадзе 1994 и др.).

Из 6.5 м осадков раннего карангата нами исследовано 24 образца, однако из-за грубого механического состава пород лишь 16 проб (прослои мелкозернистых песков) содержали достаточное количество микрофитофоссилий хорошей сохранности. Лабораторная обработка материала производилась щелочным и ацетолизным методом. Пыльцевая диаграмма (рис. 3) построена с помощью компьютерной программы Эрика Гримма "Tilia-Graph". Расчет процентного соотношения компонентов палиноспектра велся от суммарного количества пыльцы и спор, взятого за 100%. Другая диаграмма (рис. 3) построена отдельно для пыльцы группы древесных.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для полученной пыльцевой диаграммы характерно преобладание древесных, значение травянистых довольно велико в нижней и верхней частях, споровых мало по всему разрезу (рис. 3). Особенности пыльцевых спектров на разных глубинах позволили выделить 10 спорово-пыльцевых комплексов. Ниже приводим их краткую характеристику.

1 спорово-пыльцевой комплекс СПК (45.0–44.4 м). Древесных – 60%, травянистых – 34%, споровых – 6%. Доминирует пыльца Carpinus (27–31%), много Pinus и Alnus (по 23–12%). Сумма пыльцы широколиственных 36–42%. Пыльцы Abies – 13–5%, Picea – 1%. Экзотов (Taxodiaceae, Carya, Tsuga, Cedrus) – до 10%. В составе травянистых – Compositae – 39%, Gramineae – 29%, Artemisia – 10%.

2 СПК (44.4–43.8 м). Содержание пыльцы древесных уменьшается (52%) за счет увеличения травянистой (43%). Сначала доминирует пыльца Alnus (24%), затем Abies (30%). Уменьшается доля Pinus (19–8%) и широколиственных (32–29%). Среди последних по-прежнему преобладает Carpinus (10–19%). Пыльцы Picea и Betula по 2%, экзотов – 4%. Пыльцы Compositae – еще больше (52%), Artemisia – меньше (4%) отмечается Cyperaceae (3%).

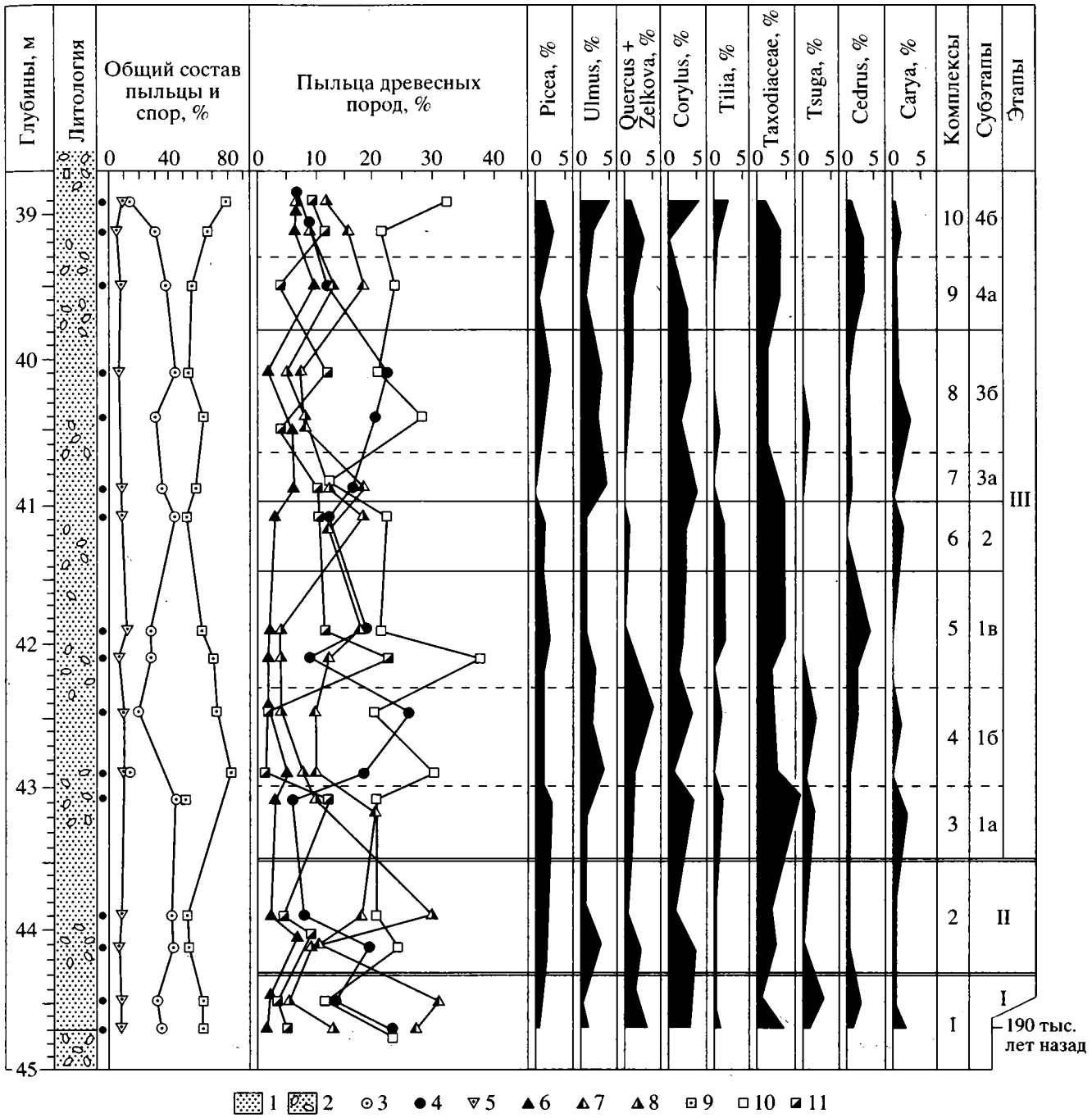


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма группы древесных и кустарников раннекарангатских отложений Сухуми.
1 – песок; 2 – песок с гравием-галечником; 3 – травы; 4 – сосна; 5 – споры; 6 – бук; 7 – граб; 8 – пихта; 9 – древесные; 10 – ольха; 11 – каштан.

3 СПК (43.8–43.0 м). Соотношение в общем составе пыльцы почти не изменяется. Сумма широколиственных возрастает до 40%, где доминирует пыльца Carpinus (20%), много каштана (11%). Пыльцы Abies – 10%, Picea – 3%. Экзоты представлены максимально (13%), за исключением Cedrus (1%). Пыльца Compositae достигает 61%, на втором месте Chenopodiaceae – 16%.

4 СПК (43.0–42.3 м). Древесные представлены максимально (82–73%), травянистые – 10–18%, споровых – 8–9%. Вначале доминирует пыльца Alnus (30–20%), затем Pinus (18–26%). Пыльцы широколиственных 23%, с преобладанием Carpinus (10%). Возрастает доля Quercus, Zelkova, Ulmus, а экзотов падает до 8%. Среди трав преобладает пыльца Gramineae – (50%).

5 СПК (42.3–41.7 м). Древесных – 69–62, травянистых – 27%, споровых 4–11%. Доминирует Alnus (38–21%). Сумма пыльцы широколиственных – 41%, с преобладанием сначала Castaneae (2–12%), затем Carpinus (12–17%). Уменьшается содержание пыльцы Pinus (9–17%), Abies (4%), увеличивается Taxodiaceae (до 5%) и Cedrus (до 4%), а Tsuga с этого момента выше нигде (за исключением единичных зерен в 7 СПК) не встречается. Состав травянистых более разнообразный.

6 СПК (41.7–41.0 м). Древесных – 51%, травянистых – 43%, споровых – 4%. Доминируют Alnus (22%) и Abies (18%). Пыльцы Pinus, Carpinus, Castanea – по 12%, всего широколиственных – 32%. Максимально представлены Compositae (79%).

7 СПК (41.0–40.7 м). Древесных – 58%, травянистых – 34%, споровых – 8%. Преобладает пыльца Carpinus (17%) и Pinus (16%), пыльцы Alnus, Abies, Castanea – по 12%. Сумма широколиственных – 40%. Экзоты представлены в основном пыльцой Taxodiaceae (4%). Возрастает количество пыльцы Cramineae (22%) и Chenopodiaceae (13%) за счет уменьшения Compositae (59%).

8 СПК (40.7–40.0 м). Древесных – 62–50%, травянистых – 31–44%, споровых – 7%. Вначале доминирует пыльца Alnus (28%), затем Pinus (22%) и Alnus (21%). Количество пыльцы Carpinus, Castanea, Fagus, Ulmus падает, соответственно, и сумма широколиственных – 22–27%. Пыльцы Abies – 8–5%, Picea – 3%, экзотов – 6%. Продолжается уменьшение количества пыльцы Compositae (до 47%) и увеличение Gramineae (до 30%).

9 СПК (40.0–39.4 м). Соотношение пыльцы в общем составе почти такое же. Доминирует Alnus (23%), сумма широколиственных – 37%, из них Carpinus – 18%, Fagus – 11%, Castanea – 4%. Много Abies (13%), Pinus – лишь 12%, экзотов – 8%. Среди трав вновь отмечается Cyperaceae (3%).

10 СПК (39.4–38.7 м). Древесных – 65–79%, травянистых – 31–12%, споровых – 4–9%. Преобладает Alnus (21–32%), пыльцы Carpinus – 15–11%, Castanea – 11–9%, Fagus – 6–7%, при сумме широколиственных 39–34%. Пыльцы Abies и Pinus – по 9–7%, Picea – 3–2%, экзотов – до 3%. Возрастает содержание Compositae до 59% при уменьшении Cramineae (до 19%).

Как отмечалось, наряду с доминированием древесной пыльцы (50–82%) обращает внимание довольно высокое (10–45%) содержание в СПС пыльцы травянистых (рис. 4). Преобладание пыльцы, Achillea, Salsola, Artemisia свидетельствует о распространении псаммофильной растительности приморских песков (рис. 2, *а*). Скудость осоковых и гречишных вместе с относительно небольшим (по сравнению с голоценом) количеством пыльцы ольхи указывает на отсутствие низовых болот современного типа, а присутствие ситника, рогоза и ежеголовника – на наличие озерных водоемов, видимо, лагунных. Споровых немного и среди них преобладают Polypodiaceae и Pteris cretica. Бросается в глаза заметная роль в спектрах пыльцы сосны, а также уменьшение суммы пыльцы широколиственных в 4 и 8 СПК, вызванное удалением соответствующих лесов от места седиментации (существенное поднятие поясов растительности) и экспансией сосняков и ольшатников. Характер и амплитуда варьирования количества пыльцы доминантных древесных пород показывают, что на протяжении раннего карангата размещение растительности не было постоянным благодаря неоднократным климатическим флуктуациям. В разрезе выделяются три горизонта с повышенным содержанием пыльцы пихты 30; 18; 13% фиксирующим ухудшение климатических условий. Динамика же растительности и климата отражает три этапа в их развитии, в последнем из которых различаются 4 субэтапа и ряд отдельных климатических фаз, послуживших основой впервые предлагаемого детального климатостратиграфического расчленения отложений рисс-вюрма Абхазии (рис. 3).

I этап (1-й СПК). Доминировали грабовые леса, где в примеси сначала преобладал каштан, а позднее, с увеличением увлажненности, каштана и бука стало поровну. Граб был широко распространен и на равнине, произрастая вместе с ольхой. Однако в конце этапа и здесь тоже господствовали грабовые леса, а ольха с небольшой примесью лапины росла, вероятно, в поймах рек. Согласно режиму увлажнения, сосняков в начале этапа было больше, чем в конце. В растительном покрове представлены дзелькова, дуб, группировки таксодиевых, встречались гикори, тсуга, кедр. Шла миграция темнохвойных лесов кверху. Происходило изменение климата от умеренно теплого, менее влажного в сторону теплого, более влажного.

II этап (2-й СПК). Доминирующими становятся ольшатники и сосняки. Увлажненность падает. В растительном покрове увеличивается участие ильма, тогда как участие граба сильно уменьшается, и он, скорее всего, входит в состав грабово-каштаново-буковых лесов, потеснившихся книзу под натиском наступающих темнохвойных. Этап завершается резким похолоданием и повышением влажности, сопровождающихся заметным снижением пихтового пояса, возвратом на низменность ольхово-грабовых лесов и уменьшением в широколиственных лесах роли каштана и бука. Площади, занятые широколиственными, сосняками и таксодиевыми, сокращаются, другие экзоты – на грани исчезновения. Климат сравнительно холодный, влажный.

III этап (3–10-й СПК) – климатический оптимум рисс-вюрма. Делится на 4 субэтапа со сложным характером климатических условий.

1 субэтап (3–5-й СПК) представляет собой довольно продолжительный теплый отрезок времени. Определенные перестройки в распределении растительности позволяют различать в нем по крайней мере 3 климатические фазы.

1а фаза. На низменности доминируют ольхово-грабовые леса, вероятно, подобные современным на глеево-подзолистых почвах (Долуханов,

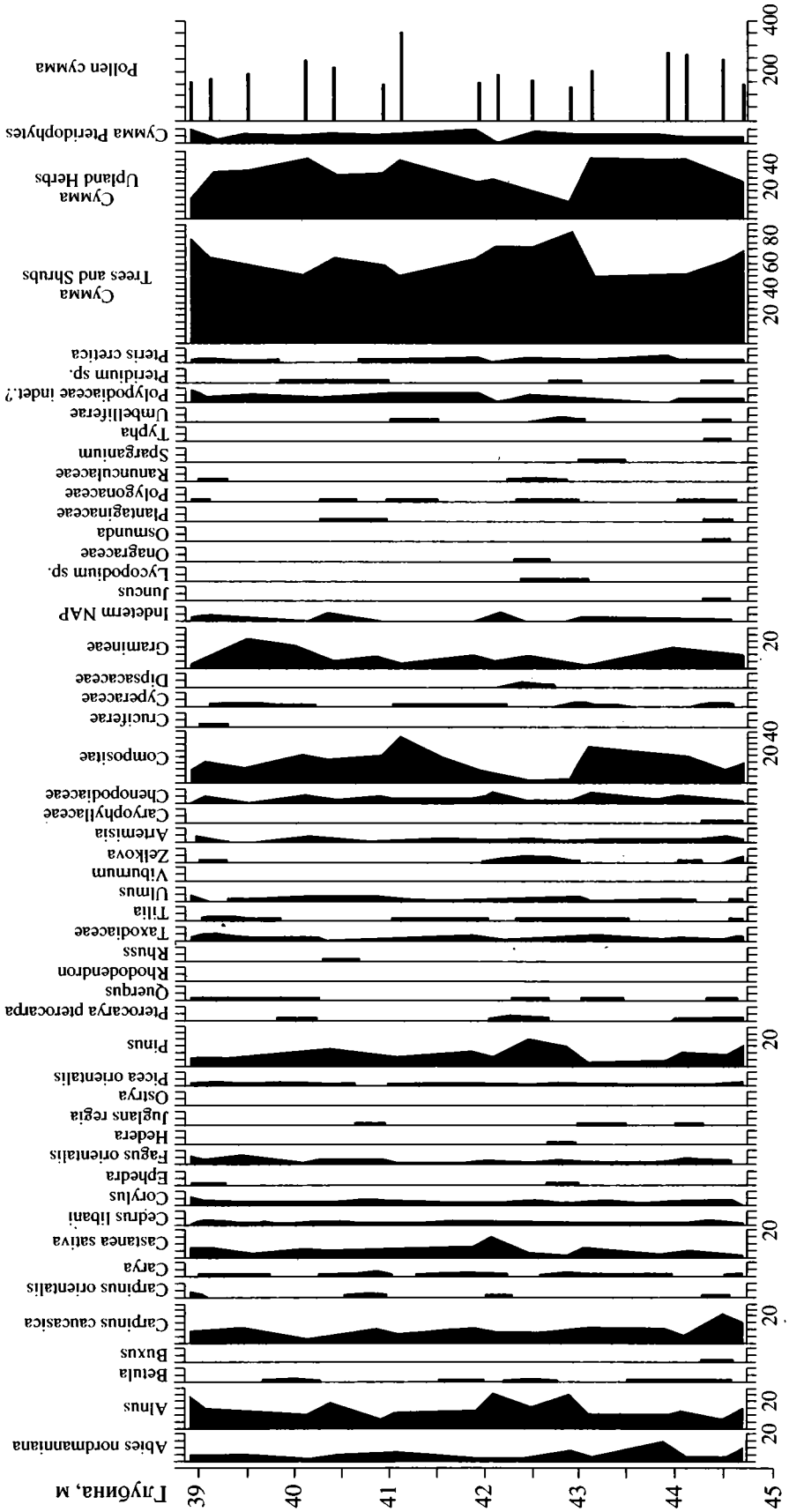


Рис. 4. Общая пыльцевая диаграмма карангатских отложений Сухуми.

1989). Расширяются грабовые леса с заметным участием каштана, оттесняя кверху темнохвойные. Таксодиевые представлены максимально, больше стало гикори и тсуги. Климат – умеренно теплый, влажный.

1б фаза. Господствуют сосняки, хотя сначала было больше ольшатников. Грабовые леса с незначительной примесью каштана и бука поднимаются гипсометрически выше. Усиливаются позиции дуба, ильма, дзельковы. Участие в древостоях таксодиевых и гикори несколько уменьшается, а кедра увеличивается. Климат очень теплый с нарастающей до максимума "сухостью".

1в фаза. В связи с резким увеличением увлажненности широкое развитие получают каштановые леса с участием граба. Максимально расширяются ольшатники при заметном сокращении сосняков. В конце фазы увлажненность понижается. Площади, занятые ольшатниками, ограничены, а каштан уступает первенство грабу. Вновь несколько расширяются сосняки. Таксодиевых и кедра больше, гикори очень мало, тсуга исчезает полностью. Климат теплый, достаточно влажный.

В течение всего субэтапа темнохвойные леса находились высоко в горах и площади их были значительно сужены.

2 субэтап (6-й СПК). Миграция темнохвойных лесов, потеснивших книзу грабово-каштановые с примесью бука и липы. Позиции ольшатников стабильны, а сосняков ослаблены. Экзоты представлены таксодиевыми и гикори. Климат умеренно холодный, влажный.

3 субэтап (7–8-й СПК) знаменуется новым потеплением с нарастающей "сухостью", делится на две фазы.

3а фаза. Господствуют грабовые леса при большом участии каштана. Усиливаются позиции бука и ильма. Площади, занятые ольшатниками, сокращаются. С этого момента начинается процесс поднятия поясов растительности и расширение сосняков, продолжавшиеся до конца субэтапа. Климат умеренно теплый, влажный.

3б фаза. Вновь господствуют сосняки и ольшатники. Широколиственные мигрируют кверху. В них преобладают грабовые леса с участием бука и каштана, который к концу фазы становится доминантом. В растительном покрове увеличивается роль дуба, ильма, гикори. Сокращаются древостои таксодиевых. В темнохвойных лесах возрастает роль ели. Климат очень теплый, с пониженной влажностью. Это второй пик потепления и иссушения, вероятно, менее интенсивный, чем первый.

4 субэтап (9–10-й СПК) характеризуется понижением температуры и увеличением увлажденности. Делится на две фазы.

4а фаза. Происходит снижение поясов растительности с возвратом на равнину ольхово-грабовых лесов. В грабовых лесах стало больше бука, а примесь каштана незначительна. Роль бука возрастает, вероятно, и в темнохвойных лесах, несколько расширившихся книзу. Экзотов мало. Климат прохладный, влажный.

4б фаза. По мере потепления климата и возрастания увлажненности в грабовых лесах бук постепенно уступает место каштану. Фаза завершается развитием грабово- каштановых лесов с участием бука. Усиливается позиция ильма, сильно расширяются ольшатники. Площади, занятые сосняками, ограничены. Экзоты постепенно исчезают. Климат теплый, еще более влажный.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании анализа наших и всех имеющихся в настоящее время данных (табл. 2) можно заключить, что в течение рисс-вюрма или раннего карангата в ландшафте низменности доминировали грабово-ольховые леса, сменявшиеся временами ольховыми. С учетом макроостатков это могла быть Alnus hoernesi Stur и в меньшей мере A. barbata CAM. В приречных лесах ограниченное распространение имела лапина, но было много Salix alba L. Большую роль в растительном покрове играли сосняки. Постепенно исчезали группировки таксодиевых, кедра, гикори и тсуги. Одним из доминантов низменности на отдельных этапах, судя по макроостаткам, могла быть Parrotia pristina Ett. Группировки из дзельковы, экологически близкие к дубовым, спорадически занимали участки приморской равнины и ближние склоны предгорий. Гипсометрически выше, на более сухих и освещенных склонах предгорий, размещались дубовые леса из Quercus cerris L. с ярусом из зверобоя, азалеи, грабинника, жимолости, пираканты, боярышника. На затененных склонах существовали каштановые леса, иногда выходившие на приморскую равнину. Бук, вероятно, встречался в виде примеси в темнохвойных лесах, не будучи преобладающей породой и в смешанных ассоциациях нижнего горного пояса, где доминантом является граб, нередко уступающий первенство каштану, но не буку. Подобные леса описаны в Абхазии А.Г. Долухановым (1938). Можно предполагать о наличии чистых буковых лесов в среднем горном поясе. По-видимому, бука было больше в смешанных лесах южной Колхиды, нежели северной. К коренным породам примешивалась липа, ясень. Гемигигрофильные теневые смешанные леса из Castanea, Fagus, Acer pseudoplatanus L., A. polymorphum pliocenicum Sap. с подлеском из Buxus, Hedera, Ilex и др. произрастали в ущельях. Периодически расширялись или сокращались формации типа средиземноморского маквиса с Arbutus, Rhus, Cotinus, Quercus, Ilex, Laurus nobilis L. Темнохвойные леса, находясь в основном высоко в горах, трижды мигрировали книзу, на II этапе, возможно, приближались к предгорьям. При понижении увлажнения в них возрастала роль ели, а участие ильма в растительном покрове увеличивалось, когда конкурентоспособность доминантов коренных формаций

снижалась, будь то заметное похолодание, избыток сухости или влажности. Разнообразие типов растительности и характер их размещения непосредственно отражали закономерности распределения тепла и влажности.

В развитии климата фиксируются четыре потепления, разделенных тремя похолоданиями. При этом продолжительность и интенсивность теплых климатических фаз прослеживаются довольно четко, подчиняясь следующей закономерности: каждое предыдущее потепление было продолжительнее и теплее последующего. Об интенсивности похолоданий судить несколько труднее из-за наличия в соответствующих интервалах глубин "немых" образцов, содержащих крупный обломочный материал. Но очевидно, что наиболее сильным было похолодание II этапа, значительно слабее – похолодания внутри третьего этапа, очень теплого, который мы относим к эльтигенскому потеплению по климатостратиграфической схеме расчленения Причерноморья (Архангельский, Страхов 1938; Андрусов, 1965; Зубаков и др. 1982). Горизонт на глубине 44.3 м содержит в спектрах 30% пыльцы пихты (напомним, что в СПС первых стадиалов вюрма ее 40–54%). Столь существенное похолодание позволило выделить самостоятельный второй этап, тождественный, вероятно, героевскому-2 похолоданию. Исходя из этого, самые нижние слои разреза (первый этап) отражают палеогеографическую обстановку заветнинского потепления (Зубаков и др., 1982; Зубаков, 1992).

I этап – эквивалент заветнинского потепления (190 тыс. лет назад), характеризовался климатом более теплым и несколько менее влажным, чем современный. В Европе температура воздуха бала на1.2°–2° выше (цит. по Зубакову, 1986), в низовьях Енисея температура воды на 1°–2°, а воздуха на 2°–3° выше, чем ныне (Троицкий, 1979).

II этап – эквивалент героевского-2 похолодания (165 тыс. лет назад), отличался климатом более "холодным" и влажным по сравнению с современным. Пояс темнохвойных лесов спускался достаточно низко, вероятно, приближаясь к предгорьям. В это время отмечается сток каспийских вод по долине Маныча (Горицкий, 1982; Попов, 1983) и босфорских из Черного моря в Средиземное (цит. по Зубакову, 1986).

Особый интерес представляет III этап – эквивалент эльтигенского потепления (127–115 тыс. лет назад) – как аналог будущих климатических условий. Этому времени соответствует микулинское межледниковье Русской равнины, эемское-сангамонское северо-западной Европы и Америки, казанцевское потепление Западной Сибири и др. Многочисленные данные, полный обзор которых приводится в работах В.А. Зубакова (1986, 1992), свидетельствуют, что процесс раннекарангатского потепления охватывал обширные пространства всего Северного полушария. И территория Грузии в этом отношении не являлась исключением.

Следует отметить, что сопоставление полученных нами результатов с существующими данными по развитию раннекарангатской флоры Грузии показало их согласованность. Так, например, о поднятии поясов растительности свидетельствует флора из травертинов бассейна р. Долры (приток р. Ингури), где на асб. высоте 2200 м отмечаются такие растения как Ulmus foliaceae Gilib. и Ostrya carpinifolia Scop., ныне здесь не произрастающие. Состав растительности (табл. 2) свидетельствует также и о расположении верхней лесной опушки на более высоком, чем ныне гипсометрическом уровне (Ратиани, 1964). Можно предполагать, что флоры других регионов Грузии также относятся к климатическому оптимуму. Мы попытались определить их место в предложенной нами схеме дробного климпостратиграфического расчленения рисс-вюрма (табл. 1).

Флора, установленная Н.С. Мамацашвили (1975) из скв. 3 Патара Поти, четко отражает два момента с очень теплым и относительно сухим климатом, подобным в выделенных нами субэтапах 1 (фаза 1б) и 3 (фаза 1б) и 3 (фаза 3б). Обращают внимание еще два момента, отличающихся содержанием в СПС необычайно большого количества пыльцы бука, явно свидетельствующие о временных отрезках со значительно более прохладным климатом, вызвавшим снижение пояса буковых лесов. Они, по-видимому, должны соответствовать субэтапам 2 и 4 (фаза 4а) изученной нами толщи осадков. На теплые и "сухие" климатические условия указывает флора из окрестностей Кобулети (Шатилова, Бадзошвили, 1966). Состав ее и соотношение видов аналогично таковым субэтапа 3 (фаза 3б), отличаясь лишь большим участием в растительном покрове бука.

Наглядным доказательством достоверности наличия в раннем карангате довольно продолжительной наиболее "сухой" фазы 1б может служить флора Сухумской горы (Колаковский, 1959) с большой долей участия в ней ксерофитизированных видов (14 из 43 видов), таких как Quercus cerris L., Zelkova carpinifolia (Pall.) Dipp. и др. и целый ряд таксонов, характерных для средиземноморского маквиса. Обеднение же флоры р. Гумисты (Ратиани, 1960, 1970) ксерофотизированными элементами (до 3 видов), а также обилие макроостатков Fagus, Alnus hoernesi Stur, Parrotia pristina Ett., Salix alba L. и др. (табл. 1) свидетельствует о климате теплом и более влажном, аналогичном, скорее всего, таковому фаз 4а, б.

Такова динамика растительности и климата Абхазии в раннем карангате, что касается флоры, общий список растений которой приводится ниже, то она к настоящему времени включает около 160 форм. Пятую часть ее все еще составляют виды ныне вымершие или произрастающие далеко за пределами исследуемого региона, тогда как последующая флора позднего карангата и нового эвксина значительно обеднена и состоит уже

Таблица 1. Схема климатостратиграфического расчленения рисс-вюрма Западной Грузии и сопоставление с ней данных других авторов

Этап	Субэтапы	По Квавадзе, Рухадзе, 1989 (Сухуми)	По Мамацашвили, 1975 (Патара Поти)	По Колаковскому, 1952 (Сухумская гора, Лечкоп)	По Ратиани, 1974 (р. Гумиста)	По Шатиловой, Бадзошвили 1966 (Кобулети)	Климат
III Этап. Климатический оптимум рисс-вюрма	4б	Грабово-каштановые леса, ольшатники			Леса из Abies cephalonica, грабово-буково-каштановые. Ольшатники из Alnus hoernesi и в меньшей мере A. barbata. Леса из Parrotia pristina. Сокращение ксерофитизированного элемента до 3-х видов		Теплый, влажный
	4а	Снижение поясов растительности. Грабовые леса с примесью бука. На равнине ольхово-грабовые	Слои с максимумом пыльцы бука, граба. Много пыльцы ольхи				Прохладный, влажный
	3б	Господство сосняков и ольшатников. Грабовые леса с участием каштана	Слои с максимумами пыльцы грабинника. Много пыльцы сосны, каштана. Количество пыльцы ольхи уменьшается			Сосновые и дубово-каштановые леса. Ассоциации с преобладанием бука и примесью липы клена. Ольшатники	Климат теплый с пониженной увлажненностью
	3а	Грабовые леса при большом участии каштана. Ольшатники	Слои с максимумом пыльцы каштана, ольхи, липы				Умеренно теплый, влажный
	2	Миграция темнохвойных книзу. Грабово-каштановые леса с примесью бука. Ольшатники	Слои с максимумом пыльцы бука, много пыльцы ольхи				Умеренно холодный, влажный
	1в	Вначале каштановые леса, затем грабовые с участием каштана. Ольшатники.	Слои с преобладанием пыльцы граба, бука, каштана, лешины и вяза				Теплый, влажный
	1б	Сосновые и грабовые леса. Усиление позиций дуба, ильма	Слои с максимумом пыльцы сосны, ели. Кол-во пыльцы мезофильных (бук, липа и др.) понижено	Дубовые леса из Quercus cerris, формации типа средиземноморского маквиса (14 видов). Теневые леса ущелий из каштана, бука, клена с самшитом, плющем и др.			Очень теплый, с нарастающей "сухостью"
	1а	Ольхово-грабовые леса и грабовые с участием каштана					Умеренно теплый, влажный

Таблица 2. Общий список растений раннекарангатской флоры

Название растений	По Колаковскому, 1952	По Ратиани, 1964	По Шатиловой, Бадзошвили, 1966	По Мамацашвили, 1975	По Квавадзе, 1984	Название растений	По Колаковскому, 1952	По Ратиани, 1964	По Шатиловой, Бадзошвили, 1966	По Мамацашвили, 1975	По Квавадзе, 1984
1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
Тип Sphagnum	–	–	–	+	–	Salix sp.	–	–	–	+	–
Тип Bryales	–	–	–	+	–	Populus alba L.	+	+	–	–	–
Licopodium clavatum L.	–	–	+	+	+	P. balsamoides Gopp.*	+	+	–	–	–
L. selago L.	–	–	–	–	–	P. tremula L.	+	+	–	–	–
Selaginella selaginoides (L.) Link.	–	–	+	+	–	Alnus barbata CAM	+	+	–	+	+
Bothrychium sp.	–	–	+	–	+	A. glutinosa (L.) Gaertn.	–	–	+	+	–
Ophioglossum sp.	–	–	+	–	–	A. hoernesi Stur*	–	+	–	–	–
Osmunda regalis L.	–	–	+	+	+	Betula litwinowii A. Dol.	–	+	–	–	–
Cryptogramma crispa(L)R. Br.	–	–	+	–	+	Betula sp.	–	–	–	+	+
Pteris cretica L.	–	–	+	+	+	Carpinus caucasica A. Grossh.	–	–	+	+	+
Asplenium trichomanes L.	–	–	–	+	–	C. betulus L.	+	+	–	–	–
Polypodium australis Fee	–	–	–	–	–	C. orientalis Mill.	+	+	+	+	–
P. serratum (Willd) Sauter	–	–	–	+	–	Corylus avellana L.	+	–	+	–	–
P. vulgare L.	–	–	+	–	–	Corylus sp.	–	–	–	+	+
Polypodium sp.	–	–	+	–	–	Ostrya carpinifolia Scop.	–	+	–	–	–
Polypodiaceae gen. indet.	–	–	–	+	–	Fagus antipovii Heer*	–	+	–	–	–
Dryopteris filix-mas (L.) Schott	–	–	–	+	–	F. orientalis Lipsky	+	+	+	+	+
D. oreopteris (Ehrh) Maxon	+	–	–	–	–	Castanea atavia Ung.*	–	+	–	–	–
Dryopteris sp.	+	–	–	–	–	C. sativa Mill.	+	–	+	+	+
Pteridium sp.	–	–	–	+	–	Quercus aff. iberica Stev.	–	–	+	–	–
Thelypteris sp.	–	–	+	–	–	Q. aff. pontica C. Koch.	–	–	+	–	–
Abies cephalonica Loud*	–	+	–	–	–	Q. pseudorobur Kov. (Q. roburoides Bereng)*	+	+	–	–	–
A. nordmanniana (Stev.) Spach.	–	+	+	+	+	Q. cerris L.	+	+	–	–	–
Cedrus deodara Loud*	–	–	+	–	+	Q. cf. ilex L.	+	–	–	–	–
Picea orientalis L.	–	–	+	+	+	Quercus sp.	–	–	–	+	+
Pinus sosnowskii Nakai	–	+	–	–	–	Ulmus foliaceae Gilib.*	+	+	+	–	–
Pinus sp.	–	–	+	+	+	U. scabra Mill.*	–	–	+	–	–
Tsuga europea (Menzl.) Szafer*	+	–	–	–	–	Ulmus sp.	–	–	–	+	+
Tsuga sp.*	–	–	–	–	+	Zelkova carpinifolia (Pall.) Dipp.*	+	+	+	+	+
Thuja occidentalis L.*	+	–	–	–	–	Morus alba L.*	–	–	+	–	–
Taxodium sp.*	–	–	–	+	–	Ficus sp.	–	–	–	+	–
Taxodiaceae gen. indet.*	–	–	+	–	+	Moraceae gen. indet.	–	–	–	+	–
Ephedra sp.*	–	–	+	–	+	Urtica sp.	–	–	–	+	–
Pterocarya pterocarpa (Michx.) Kunth	+	+	+	+	+	Polygonum persicaria L.	–	–	+	–	–
Juglans regia L.	–	–	+	+	+	P. viviparum L.	–	–	+	–	–
Carya aquatica (Michx.) Nutt	–	–	+	–	+	Polygonum sp.	–	–	–	+	+
Salix alba L.	–	+	–	–	–	Caryophyllaceae gen. indet.	–	–	+	+	+
S. caprea L.	–	+	–	–	–	Salsola sp.	–	–	–	–	+
S. daphnoides Vill.*	+	–	–	–	–	Chenopodiaceae gen. indet.	–	–	+	+	+
S. micans Anderss.*	+	–	–	–	–	Magnolia geogrica Kol.*	+	–	–	–	–
S. triandra L.	+	–	–	+	–	Ranunculaceae gen. indet.	–	–	–	+	–

Таблица 2. Окончание

1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
Laurus nobilis L.*	+	+	–	–	–	Elaeagnus sp.*	–	–	+	–	–
Nuphar luteum L.	–	–	+	+	–	Viola sp.	–	–	–	+	–
Nympheaceae gen. indet.	–	–	–	+	–	Epilobium sp.	–	–	+	–	–
Papaveraceae gen. indet.	–	–	–	+	–	Trapa cf. colchica N. Alb.	–	–	+	–	–
Cruciferae gen. indet.	+	–	–	–	–	Cornus sp.	–	–	+	+	–
Hypericum. inodorum Willd.	–	–	–	+	–	Hedera colchica C. Koch.	+	+	–	–	+
Platanus sp.*	–	–	–	–	+	H. helix L.	+	–	–	–	–
Parrotia pristina Ett.*	–	+	–	–	–	Turgenia latifolia (L.) Hoffm.	–	–	+	–	–
Rosa sp.	–	–	+	+	–	Umbelliferae gen. indet.	–	–	+	+	–
Crataegus sp.*	+	–	–	–	–	Rhododendron flavum Don.	+	–	–	–	–
Pyracantha coccinea Roem.	+	+	–	–	–	Rh. ponticum L.	+	–	–	–	–
Sanguisorba sp.	–	–	+	–	–	Rhododendron sp.	–	–	+	+	+
Sorbus aucuparia L.	–	+	–	–	–	Arbutus andrachne L.	+	–	–	–	–
S. subfusca (Ledeb.) Boiss.	–	+	–	–	–	A. unedo L.*	+	+	–	–	–
Sorbus sp.	–	–	–	+	–	Ericaceae gen. indet.	–	–	–	+	–
Leguminosae gen. indet.	–	–	–	+	–	Diospyros brachisepala A. Br.*	+	–	–	–	–
Geranium sp.	–	–	+	–	–	Styrax officinalis L.	–	+	–	–	–
Mallotus cf. apelta Muller*	–	+	–	–	–	Periplica graeca L.	+	–	–	–	–
Cotinus coggigria Scop.	+	–	–	–	–	Fraxinus sp.	–	–	–	+	–
Rhus coriaria L.	+	–	–	–	–	Ligustrum sp.	–	–	–	–	+
Rhus sp.	–	–	+	+	+	Lonicera caprifolium L.	+	–	–	–	–
Acer laetum C.A.M. pliocenicum*	–	+	–	–	–	Lonicera sp.	–	–	–	–	+
A. ibericum MB*	+	–	–	–	–	Labiatae gen. indet.	–	–	+	+	–
A pseudoplatanus L.	+	+	–	–	–	Plantago sp.	–	–	+	+	–
A. aff. platanoides L.	–	–	+	–	–	Valeriana sp.	–	–	+	–	–
A. polymorphum pliocenium Sap.*	+	+	–	–	–	Cephalaria sp.	–	–	+	–	–
A. productum A.Br.*	–	+	–	–	–	Knautia sp.	–	–	+	–	–
A. trautvetteri Medw.	–	+	–	–	–	Dipsacaceae gen. indet.	–	–	–	+	–
Acer sp.	–	–	–	+	–	Campanulaceae gen. indet.	–	–	–	+	–
Ilex colchica A. Pojark.	+	–	+	+	–	Artemisia sp.	–	–	+	+	+
Euonymus sp.	–	–	+	–	–	Achillea sp.	–	–	–	–	+
Staphyllea sp.	–	–	–	+	–	Compositae	–	–	+	+	+
Buxus colchica A. Pojark.	+	–	–	+	–	Smilax excelsa L.	–	+	–	–	–
B. sempervirens L.	–	+	–	–	–	Fritillaria sp.	–	–	–	+	–
Rhamnus sp.	–	–	+	–	–	Liliaceae gen. indet.	–	–	+	–	–
Vitis sp.*	+	–	–	–	–	Gramineae gen. indet.	–	–	+	+	+
Tilia caucasica Rupr.	–	+	+	+	+	Typha minima	–	–	–	+	–
T. ledebourii Borb.	–	–	+	–	–	Cyperites braunianus Heer.*	+	–	–	–	–
Daphne sp.	–	–	+	+	–	Cyperaceae gen. indet.	–	–	–	+	+

* Третичные реликты, вымершие или отсутствующие ныне на территории Западной Грузии.

почти исключительно из таксонов, характерных для современной флоры Абхазии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палинологическая характеристика раннекарангатских отложений показала, что за время их осадконакопления размещение растительности не было постоянным. Неоднократно происходила миграция не только темнохвойных формаций, но и широколиственных, приуроченных к среднему и нижнему поясам гор (рис. 2).

Динамика растительности и климата отражает три этапа в их развитии. Темнохвойные леса, трижды мигрировавшие книзу, видимо, наиболее близко подходили к предгорьям на втором этапе. Это был самый "холодный" этап рассматриваемого временного отрезка (рис. 2, *б*). Максимальным теплом отличается третий этап, в котором выделяется четыре субэтапа и ряд климатических фаз. Это климатический оптимум рисс-вюрма, когда доминантом широколиственных становятся граб и каштан. Возрастает роль всех экзотов, особенно таксодиевых. Пояс темнохвойных не только от-

тесняется в верхнегорья, но значительно сокращается и площадь его распространения (рис. 2, *в*).

В течение рисс-вюрма или раннего карангата в ландшафте низменности в целом преобладали грабово-ольховые леса, сменявшиеся временами ольховыми из Alnus hoernesi и Alnus barbata. В приречных лесах ограниченное распространение имела Pterocarya, но было много Salix alba. Большую роль играли сосняки. Постепенно убывали группировки таксодиевых, кедра, гикори и тсуги. Судя по макроостаткам, немалую роль играла Parrotia pristina.

Климат рисс-вюрма Абхазии характеризуется четырьмя потеплениями, разделенными тремя похолоданиями. При этом продолжительность и интенсивность тепловых климатических фаз прослеживается четко, подчиняясь следующей закономерности: каждое предыдущее потепление было продолжительнее и теплее последующего. Наряду с изменением климата в сторону потепления и иссушения отмечаются флуктуации более прохладные и влажные, более теплые и влажные и близкие к современным. Относительной "сухостью" отличались конец третьего и середина первого субэтапов последнего этапа. Наиболее влажным, по всей вероятности, был второй этап.

Данные по содержанию пыльцы водных и прибрежно-водных растений на приморских участках позволяют судить о развитии лагунных озер (Балабанов, Квавадзе, 1985). В карангатских отложениях наибольшее количество пыльцы прибрежно-водных растений приурочено к первому этапу. Периодически появляются они и в следующих двух этапах. Однако в дальнейшем не только в вюрме, но и в голоцене на исследуемом участке лагунные озера не существовали и в осадках пыльца водных отсутствует. Подобного рода данные можно считать одним из доказательств того, что завесь поздний плейстоцен именно в первой половине карангатского времени уровень Черного моря достигал максимальной величины.

Работа частично выполнена при поддержке Международного фонда Дж. Сороса (MXJ000).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андрусов Н.И. Избранные труды. М.: Наука, 1965. Т. 4. 403 с.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного Моря. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.

Балабанов И.П., Квавадзе Э.В. Зависимость характера развития приморских участков малых рек Гагрского побережья в голоцене от колебания уровня моря // Сообщ. АН Груз. ССР. 1985. Т. 118. № 3. С. 553–556.

Горецкий Г.И. Палеопотамологические эскизы палео-Дона и пра-Дона. Минск: Наука и техника, 1982. 246 с.

Дзвелая М.Ф. О карангатских слоях приморской полосы Колхидской низменности // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 3. С. 4–6.

Долуханов А.Г. Геоботанический очерк лесов ущелья реки Чхалты // Тр. Тбилисского ин-та ботаники. 1938. Т. V. С. 1–106.

Долуханов А.Г. Лесная растительность Грузии // Растительность Грузии. Т. №. Тбилиси: Мецниереба, 1989. Ч. 1. 238 с.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 286 с.

Зубаков В.А. Ледниково-межледниковые циклы плейстоцена Русской и Сибирской равнин в пыльцевых диаграммах // Санкт-Петербург: Гос. гидрологический институт, 1992. 120 с.

Зубаков В.А., Богатина Н.В., Писаревский С.А. Детальное расчленение, стратиграфический объем и возраст карангатского горизонта Причерноморья // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 2. С. 426–429.

Квавадзе Э.В. Палиностратиграфия голоцена горных регионов Закавказья. Палинология в стратиграфии. М.: Наука, 1994. С. 148–150.

Квавадзе Э.В., Асланишвили П.А., Джейранашвили В.Г. Палинологическая характеристика верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Сухуми // Сообщ. АН Груз. ССР, 1984. Т. 115. № 3. С. 657–660.

Квавадзе Э.В., Рухадзе Л.П. Растительность и климат голоцена Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1989. 136 с.

Колаковский А.А. Плиоценовая флора Сухуми // Тр. Сухумского ботан. сада. 1952. Вып. VII. С. 83–151.

Мамаладзе Дж.И. Морской плейстоцен Колхиды. Тбилиси: Мецниереба, 1975. 206 с.

Мамацашвили Н.С. Палинологическая характеристика четвертичных континентальных отложений Колхиды. Тбилиси: Мецниереба, 1975. 114 с.

Маруашвили Л.И. Палеогеографический словарь. М.: Мысль, 1985. 366 с.

Маруашвили Л.И. Геоморфогенез // Грузия в антропогене. Тбилиси: Изд-во Сакартвело, 1991. С. 162–211.

Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 212 с.

Ратиани Н.К. Плиоценовая флора Гумисты // Тр. Сухумского ботан. сада. 1960. Вып. XIII. С. 55–68.

Ратиани Н.К. Флора травертинов Верхней Сванетии // Тр. Сухумского ботан. сада. 1964. Вып. XV. С. 87–100.

Ратиани Н.К. Новые данные о плейстоценовой флоре Гумисты // Тр. Сухумского ботан. сада. 1970. Вып. XVII. С. 81–88.

Ратиани Н.К., Соловьев Б.Л. О возрасте ископаемой флоры Гумисты // Сообщ. АН ГССР. 1965. Т. XI. № 2.

Троицкий С.Л. Морской плейстоцен Сибирский равнин. Стратиграфия // Тр. ИГГ СО АН СССР. 1979. Вып. 430. 290 с.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 160 с.

Шатилова И.И. Палинологическое обоснование геохронологии верхнего плиоцена и плейстоцена Западной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. 193 с.

Шатилова И.И., Бадзошвили Ц.И. Новые данные о карангатских отложениях Западной Грузии // Сообщ. АН Груз. СССР. 1966. Т. XLIII. № 2. С. 403–408.

Шатилова И.И., Рамишвили И.Ш. Материалы по истории флоры и растительности Грузии // Растительность Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1990. 232 с.

Kvavadze E.V. On the interpretation of subfossil spore-pollen spectra in the mountains // Acta Paleobotan. 1993. V. 33. № 1. P. 347–360.

Рецензент М.Н. Алексеев

Таблица 2. Окончание

1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
Laurus nobilis L.*	+	+	–	–	–	Elaeagnus sp.*	–	–	+	–	–
Nuphar luteum L.	–	–	+	+	–	Viola sp.	–	–	–	+	–
Nympheaceae gen. indet.	–	–	–	+	–	Epilobium sp.	–	–	+	–	–
Papaveraceae gen. indet.	–	–	–	+	–	Trapa cf. colchica N. Alb.	–	–	+	–	–
Cruciferae gen. indet.	+	–	–	–	–	Cornus sp.	–	–	+	+	–
Hypericum. inodorum Willd.	–	–	–	+	–	Hedera colchica C. Koch.	+	+	–	–	+
Platanus sp.*	–	–	–	–	+	H. helix L.	+	–	–	–	–
Parrotia pristina Ett.*	–	+	–	–	–	Turgenia latifolia (L.) Hoffm.	–	–	+	–	–
Rosa sp.	–	–	+	+	–	Umbelliferae gen. indet.	–	–	+	+	–
Crataegus sp.*	+	–	–	–	–	Rhododendron flavum Don.	+	–	–	–	–
Pyracantha coccinea Roem.	+	+	–	–	–	Rh. ponticum L.	+	–	–	–	–
Sanguisorba sp.	–	–	+	–	–	Rhododendron sp.	–	–	+	+	+
Sorbus aucuparia L.	–	+	–	–	–	Arbutus andrachne L.	+	–	–	–	–
S. subfusca (Ledeb.) Boiss.	–	+	–	–	–	A. unedo L.*	+	+	–	–	–
Sorbus sp.	–	–	–	+	–	Ericaceae gen. indet.	–	–	–	+	–
Leguminosae gen. indet.	–	–	–	+	–	Diospyros brachisepala A. Br.*	+	–	–	–	–
Geranium sp.	–	–	+	–	–	Styrax officinalis L.	–	+	–	–	–
Mallotus cf. apelta Muller*	–	+	–	–	–	Periplica graeca L.	+	–	–	–	–
Cotinus coggigria Scop.	+	–	–	–	–	Fraxinus sp.	–	–	–	+	–
Rhus coriaria L.	+	–	–	–	–	Ligustrum sp.	–	–	–	–	+
Rhus sp.	–	–	+	+	+	Lonicera caprifolium L.	+	–	–	–	–
Acer laetum C.A.M. pliocenicum*	–	+	–	–	–	Lonicera sp.	–	–	–	–	+
A. ibericum MB*	+	–	–	–	–	Labiatae gen. indet.	–	–	+	+	–
A pseudoplatanus L.	+	+	–	–	–	Plantago sp.	–	–	+	+	–
A. aff. platanoides L.	–	–	+	–	–	Valeriana sp.	–	–	+	–	–
A. polymorphum pliocenium Sap.*	+	+	–	–	–	Cephalaria sp.	–	–	+	–	–
A. productum A.Br.*	–	+	–	–	–	Knautia sp.	–	–	+	–	–
A. trautvetteri Medw.	–	+	–	–	–	Dipsacaceae gen. indet.	–	–	–	+	–
Acer sp.	–	–	–	+	–	Campanulaceae gen. indet.	–	–	–	+	–
Ilex colchica A. Pojark.	+	–	+	+	–	Artemisia sp.	–	–	+	+	+
Euonymus sp.	–	–	+	–	–	Achillea sp.	–	–	–	–	+
Staphyllea sp.	–	–	–	+	–	Compositae	–	–	+	+	+
Buxus colchica A. Pojark.	+	–	–	+	–	Smilax excelsa L.	–	+	–	–	–
B. sempervirens L.	–	+	–	–	–	Fritillaria sp.	–	–	–	+	–
Rhamnus sp.	–	–	+	–	–	Liliaceae gen. indet.	–	–	+	–	–
Vitis sp.*	+	–	–	–	–	Gramineae gen. indet.	–	–	+	+	+
Tilia caucasica Rupr.	–	+	+	+	+	Typha minima	–	–	–	+	–
T. ledebourii Borb.	–	–	+	–	–	Cyperites braunianus Heer.*	+	–	–	–	–
Daphne sp.	–	–	+	+	–	Cyperaceae gen. indet.	–	–	–	+	+

* Третичные реликты, вымершие или отсутствующие ныне на территории Западной Грузии.

почти исключительно из таксонов, характерных для современной флоры Абхазии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палинологическая характеристика раннекарангатских отложений показала, что за время их осадконакопления размещение растительности не было постоянным. Неоднократно происходила миграция не только темнохвойных формаций, но и широколиственных, приуроченных к среднему и нижнему поясам гор (рис. 2).

Динамика растительности и климата отражает три этапа в их развитии. Темнохвойные леса, трижды мигрировавшие книзу, видимо, наиболее близко подходили к предгорьям на втором этапе. Это был самый "холодный" этап рассматриваемого временного отрезка (рис. 2, *б*). Максимальным теплом отличается третий этап, в котором выделяется четыре субэтапа и ряд климатических фаз. Это климатический оптимум рисс-вюрма, когда доминантом широколиственных становятся граб и каштан. Возрастает роль всех экзотов, особенно таксодиевых. Пояс темнохвойных не только от-

тесняется в верхнегорья, но значительно сокращается и площадь его распространения (рис. 2, *в*).

В течение рисс-вюрма или раннего карангата в ландшафте низменности в целом преобладали грабово-ольховые леса, сменявшиеся временами ольховыми из Alnus hoernesi и Alnus barbata. В приречных лесах ограниченное распространение имела Pterocarya, но было много Salix alba. Большую роль играли сосняки. Постепенно убывали группировки таксодиевых, кедра, гикори и тсуги. Судя по макроостаткам, немалую роль играла Parrotia pristina.

Климат рисс-вюрма Абхазии характеризуется четырьмя потеплениями, разделенными тремя похолоданиями. При этом продолжительность и интенсивность тепловых климатических фаз прослеживается четко, подчиняясь следующей закономерности: каждое предыдущее потепление было продолжительнее и теплее последующего. Наряду с изменением климата в сторону потепления и иссушения отмечаются флуктуации более прохладные и влажные, более теплые и влажные и близкие к современным. Относительной "сухостью" отличались конец третьего и середина первого субэтапов последнего этапа. Наиболее влажным, по всей вероятности, был второй этап.

Данные по содержанию пыльцы водных и прибрежно-водных растений на приморских участках позволяют судить о развитии лагунных озер (Балабанов, Квавадзе, 1985). В карангатских отложениях наибольшее количество пыльцы прибрежно-водных растений приурочено к первому этапу. Периодически появляются они и в следующих двух этапах. Однако в дальнейшем не только в вюрме, но и в голоцене на исследуемом участке лагунные озера не существовали и в осадках пыльца водных отсутствует. Подобного рода данные можно считать одним из доказательств того, что завесь поздний плейстоцен именно в первой половине карангатского времени уровень Черного моря достигал максимальной величины.

Работа частично выполнена при поддержке Международного фонда Дж. Сороса (MXJ000).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андрусов Н.И. Избранные труды. М.: Наука, 1965. Т. 4. 403 с.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного Моря. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.

Балабанов И.П., Квавадзе Э.В. Зависимость характера развития приморских участков малых рек Гагрского побережья в голоцене от колебания уровня моря // Сообщ. АН Груз. ССР. 1985. Т. 118. № 3. С. 553–556.

Горецкий Г.И. Палеопотамологические эскизы палео-Дона и пра-Дона. Минск: Наука и техника, 1982. 246 с.

Дзвелая М.Ф. О карангатских слоях приморской полосы Колхидской низменности // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 3. С. 4–6.

Долуханов А.Г. Геоботанический очерк лесов ущелья реки Чхалты // Тр. Тбилисского ин-та ботаники. 1938. Т. V. С. 1–106.

Долуханов А.Г. Лесная растительность Грузии // Растительность Грузии. Т. №. Тбилиси: Мецниереба, 1989. Ч. 1. 238 с.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 286 с.

Зубаков В.А. Ледниково-межледниковые циклы плейстоцена Русской и Сибирской равнин в пыльцевых диаграммах // Санкт-Петербург: Гос. гидрологический институт, 1992. 120 с.

Зубаков В.А., Богатина Н.В., Писаревский С.А. Детальное расчленение, стратиграфический объем и возраст карангатского горизонта Причерноморья // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 2. С. 426–429.

Квавадзе Э.В. Палиностратиграфия голоцена горных регионов Закавказья. Палинология в стратиграфии. М.: Наука, 1994. С. 148–150.

Квавадзе Э.В., Асланишвили П.А., Джейранашвили В.Г. Палинологическая характеристика верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Сухуми // Сообщ. АН Груз. ССР, 1984. Т. 115. № 3. С. 657–660.

Квавадзе Э.В., Рухадзе Л.П. Растительность и климат голоцена Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1989. 136 с.

Колаковский А.А. Плиоценовая флора Сухуми // Тр. Сухумского ботан. сада. 1952. Вып. VII. С. 83–151.

Мамаладзе Дж.И. Морской плейстоцен Колхиды. Тбилиси: Мецниереба, 1975. 206 с.

Мамацашвили Н.С. Палинологическая характеристика четвертичных континентальных отложений Колхиды. Тбилиси: Мецниереба, 1975. 114 с.

Маруашвили Л.И. Палеогеографический словарь. М.: Мысль, 1985. 366 с.

Маруашвили Л.И. Геоморфогенез // Грузия в антропогене. Тбилиси: Изд-во Сакартвело, 1991. С. 162–211.

Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 212 с.

Ратиани Н.К. Плиоценовая флора Гумисты // Тр. Сухумского ботан. сада. 1960. Вып. XIII. С. 55–68.

Ратиани Н.К. Флора травертинов Верхней Сванетии // Тр. Сухумского ботан. сада. 1964. Вып. XV. С. 87–100.

Ратиани Н.К. Новые данные о плейстоценовой флоре Гумисты // Тр. Сухумского ботан. сада. 1970. Вып. XVII. С. 81–88.

Ратиани Н.К., Соловьев Б.Л. О возрасте ископаемой флоры Гумисты // Сообщ. АН ГССР. 1965. Т. XI. № 2.

Троицкий С.Л. Морской плейстоцен Сибирский равнин. Стратиграфия // Тр. ИГГ СО АН СССР. 1979. Вып. 430. 290 с.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 160 с.

Шатилова И.И. Палинологическое обоснование геохронологии верхнего плиоцена и плейстоцена Западной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. 193 с.

Шатилова И.И., Бадзошвили Ц.И. Новые данные о карангатских отложениях Западной Грузии // Сообщ. АН Груз. СССР. 1966. Т. XLIII. № 2. С. 403–408.

Шатилова И.И., Рамишвили И.Ш. Материалы по истории флоры и растительности Грузии // Растительность Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1990. 232 с.

Kvavadze E.V. On the interpretation of subfossil spore-pollen spectra in the mountains // Acta Paleobotan. 1993. V. 33. № 1. P. 347–360.

Рецензент М.Н. Алексеев

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ К ТОМУ 6 ЗА 1998 г.

Андреев А.А., Тарасов П.Е., Романенко Ф.А., Сулержицкий Л.Д., Терехов К.И. Растительность западного побережья Байдарацкой губы в конце позднего плейстоцена 5 96–101 (520–525)

Аристов В.А. Комплексы органических остатков мелководных отложений девона Евразии (Европейская Россия, Монголия) 5 102–106 (526–530)

Аристов В.А., Нямсурен Г. Возраст вулканогенной толщи в среднепалеозойских отложениях Южной Монголии 1 96–101 (92–96)

Ахметьев М.А., Головнева Л.Б. Новые данные о составе и возрасте маломихайловской флоры (верхний мел Нижнего Приамурья) 3 43–55 (249–261)

Баринов К.Б., Гладенков Ю.Б. Расчленение олигоценовых и нижнемиоценовых отложений Северного Сахалина (по моллюскам) 3 74–86 (280–292)

Белый В.Ф. К дискуссии о статье В.Ф. Белого, М.И. Райкевича, Б.В. Белой "Поздняя стадия развития северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса" 6 111–112 (640–641)

Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. К истории циркуляции Охотского моря в позднем плейстоцене–голоцене 6 64–71 (596–603)

Вангенгейм Э.А., Вислобокова И.А., Сотникова М.В. Крупные млекопитающие русциния на территории бывшего СССР 4 52–66 (368–382)

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 1. Состав и фациально-экологическое распределение органостенных микрофоссилий 5 15–37 (440–461)

Гладенков А.Ю. Зональная стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Северотихоокеанского региона по диатомеям 2 50–64 (150–163)

Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Синельникова В.Н. Геологические события раннего палеогена Западно-Камчатского региона 5 71–84 (495–508)

Глушанкова Н.И. Четвертичная стратиграфия и история развития бассейнов Средней Волги, Нижней Камы 2 91–107 (189–203)

Головнева Л.Б., Герман А.Б. Закономерности эволюции флоры в позднем мелу на территории Северо-Западной Камчатки и Корякского нагорья 6 3–16 (189–203)

Горбачик Т.Н., Казинцова Л.И. Радиолярии и фораминиферы верхнего альба с. Марьино (Крым, окрестности г. Симферополя) 6 44–51 (576–583)

Данилов И.Д., Шило Н.А. Трансгрессивно-регрессивные циклы развития Арктического океана в позднем кайнозое 6 92–100 (623–630)

Демиденко Е.Л., Фаустов С.С., Николаев С.Д. Экскурс Гётеборг в осадках Черного моря 2 81–90 (180–188)

Дорофеюк Н.И., Тарасов П.Е. Растительность и уровни озер севера Монголии за последние 12 500 лет, по данным палинологического и диатомового анализов 1 73–87 (70–83)

Дубинина С.В. Развитие конодонтов в позднем кембрии и раннем ордовике 6 35–43 (567–575)

Жарков М.А. Пояса аридной и гумидной седиментации коньяк-маастрихтского времени позднего мела 5 3–14 (429–439)

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография берриас-барремского веков раннего мела 1 49–72 (47–69)

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография коньяк-маастрихтского времени позднего мела 3 3–16 (209–221)

Запорожец Н.И. Новые данные по фитостратиграфии эоцена и олигоцена Северных Ергеней (юг Русской платформы) 3 56–73 (262–279)

Захаров Ю.Д. Стратиграфия и тектоническая эволюция Юго-Восточной Азии и Южной Пацифики (Международная конференция, Бангкок, 19–24 августа 1997 г.) 3 111–112 (316–317)

Иванцов А.Ю., Мельникова Л.М. Волховский и кундаский горизонты ордовика и характеристика трилобитов и остракод на р. Волхов (Ленинградская область) 5 47–63 (471–487)

Ильина Т.Г. Стратиграфия перми и комплексы ругоз Юго-Восточного Памира 1 12–35 (10–33)

Королев В.Г., Мамбетов А.М., Макаров В.А. Взаимоотношения и возраст курсайской, карагайлинской и киртабулгинской свит нижнего палеозоя Кастекского хребта (Заилийский Алатау) 6 72–81 (604–613)

Кременецкий К.В., Патык-Кара Н.Г., Горячкин С.В. Палиностратиграфия и геохронология голоценовых озерно-болотных отложений Кольского полуострова в голоцене 3 87–96 (293–302)

Кузнецов В.Г. Кембрийское рифообразование в пределах России 6 82–91 (614–622)

Кузнецова К.И. Дифференциация фораминиферовых сообществ и динамика их систематического состава в юрское время 1 36–48 (34–36)

Лебедев Е.Л., Филатова Н.И. Дискуссия по поводу статьи В.Ф. Белого, М.И. Райкевича, Б.В. Белой "Поздняя стадия развития северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса" 6 106–110 (636–639)

Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В., Мишарина В.А., Черняева Г.П. Стратиграфия верхнекайнозойской вулканогенно-осадочной толщи прибайкальской части Восточного Саяна 4 81–91 (397–407)

Любцов В.В., Предовский А.А. К стратиграфии верхнепротейрозойских отложений Кольского побережья (Баренцевоморский регион) 3 17–28 (222–233)

Майсадзе Ф.Д. Основные этапы геологического развития Грузии в палеогеновый период 3 97–108 (303–313)

Мартинсон Г.Г., Верзилин Н.Н. Новые данные о сеноман-сантонских отложениях Заалтайской Гоби (Монголия) 5 64–70 (488–494)

Меледина С.В., Ильина В.И., Нальняева Т.И. Параллельные биостратиграфические шкалы бореального бата и келловия Печорского Севера как инструмент для межрегиональных корреляций 3 29–42 (234–248)

Мовшович Е.В. Корреляция среднетриасовых отложений Северо-Каспийского и Германского бассейнов 2 18–26 (119–126)

Могучева Н.К. О "таймырском" ярусе континентальной перми Сибири 4 106–112 (422–428)

Мурашко Л.И., Рылова Т.Б., Якубовская Т.В. Поздний олигоцен Беларуси 4 67–80 (383–396)

Негруца В.З. Опыт сравнительного изучения цикличности и ритмичности докембрия 6 101–105 (631–635)

Негруца В.З. Стратиграфия докембрия на конференции по корреляции геологических комплексов Фенноскандии 1 107–109 (102–104)

Носовский М.Ф. Граница олигоцена и миоцена в опорном разрезе Причерноморской впадины (Южная Украина) 1 102–106 (97–101)

Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Гороховский Б.М., Левский Л.К. U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) 4 20–31 (336–347)

Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Виноградов Д.П., Козлов В.И., Кислова И.В. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) 4 3–19 (319–335)

Подобина В.М. Обоснование границы палеоцена и эоцена в Западной Сибири по фораминиферам 2 42–49 (142–149)

Поспелова Г.А., Левковская Г.М., Семенов В.В., Шаронова З.В., Миронов Т.В. Магнитостратиграфия и палинология нижнеплейстоценовых лёссово-почвенных толщ бассейна Верхнего Дона 2 65–80 (164–179)

Пушкарь В.С., Разжигаева Н.Г., Короткий А.М., Мохова Л.М. Позднеголовнинская трансгрессия среднего плейстоцена на о. Кунашир (Курильские острова) 6 52–63 (584–595)

Рублев А.Г. Об изотопном датировании осадочных пород 5 107–112 (531–535)

Руденко В.С., Прокопьев А.В., Оксман В.С., Кемкин И.В., Брагин Н.Ю. Первые находки позднепалеозойских радиолярий в Восточной Якутии 1 88–95 (84–91)

Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Мудренко Л.М. Микрофоссилии в микрофитолитах палеопротерозойской формации Ганфлинт Южной Канады 5 38–46 (462–470)

Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) 4 92–105 (408–421)

Ступин С.И., Серова М.Я., Щербинина Е.А., Витухин Д.И., Цуканов Н.В., Пачкалов А.С. Известковый планктон олигоцена Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) 5 85–95 (509–519)

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я. Стандартный разрез силура Восточной Сибири 6 17–34 (550–566)

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я. Стратиграфическая шкала силура Восточной Сибири 4 32–51 (348–367)

Филатова Н.И. Меловая эволюция континентальных окраин в контексте глобальных событий 2 3–17 (105–118)

Хакимов Ф.Х. Зональное расчленение верхнего мела востока Средней Азии по аммонитам 2 27–41 (127–141)

Хоментовский В.В., Федоров А.Б., Карлова Г.А. Нижняя граница кембрия во внутренних районах севера Сибирской платформы 1 3–11 (1–9)

Сдано в набор 23.09.98 г. Подписано к печати 01.12.98 г. Формат бумаги $60 \times 88^1/_8$
Офсетная печать Усл. печ. л. 14.0 Усл. кр.-отт. 3.9 тыс. Уч.-изд. л. 15.0 Бум. л. 7.0
Тираж 272 экз. Зак. 2166

Отпечатано в типографии "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"

Подписка на академические журналы издательства "Наука" во II полугодии 1999 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в предыдущем полугодии, – по ценам Объединенного Каталога Почты России "Подписка-99" (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются Российской академией наук государственным академическим научно-исследовательским организациям и их сотрудникам. В связи с сокращением бюджетного финансирования подписка для других научных учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях. Обращаем Ваше внимание, что цена подписки на II полугодие 1999 г. изменена по сравнению с предыдущей подпиской.

Индивидуальные подписчики академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам, **предъявив служебное удостоверение**. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу "Один специалист – одна подписка".

Коллективные подписчики, перечисленные выше, для оформления своего заказа должны будут направить в издательство "Наука" надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении издательством полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО "Агентство подписки и розницы" (АПР).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек академических организаций (БАН, БЕН, ИНИОН, ГПНТБ СО РАН) могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на II полугодие 1999 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при предыдущем оформлении подписки.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков **будут приниматься только с печатью организации** (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов издательства "Наука", имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117864, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по Вашему адресу.

Издательство "Наука"

Индекс 73390

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

Агрохимия	*Agricultural Chemistry*
Акустический журнал	*Acoustical Physics*
Астрономический вестник	*Solar System Research*
Астрономический журнал	*Astronomy Reports*
Биология моря	*Russian Journal of Marine Biology*
Биоорганическая химия	*Russian Journal of Bioorganic Chemistry*
Биофизика	*Biophysics*
Биохимия	*Biochemistry (Moscow)*
Вестник РАН	*Herald of the Russian Academy of Sciences*
Водные ресурсы	*Water Resources*
Вопросы ихтиологии	*Journal of Ichthyology*
Высокомолекулярные соединения	*Polymer Science. Series A* *Polymer Science. Series B*
Генетика	*Russian Journal of Genetics*
Геомагнетизм и аэрономия	*Geomagnetism and Aeronomy*
Геология рудных месторождений	*Geology of Ore Deposits*
Геотектоника	*Geotectonics*
Геохимия	*Geochemistry International*
Геоэкология	*Environmental Geoscience*
Доклады Академии наук	*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Doklady Physics* *Doklady Earth Sciences*
Журнал аналитической химии	*Journal of Analytical Chemistry*
Журнал вычислительной математики и математической физики	*Computational Mathematics and Mathematical Physics*
Журнал неорганической химии	*Russian Journal of Inorganic Chemistry*
Журнал общей химии	*Russian Journal of General Chemistry*
Журнал органической химии	*Russian Journal of Organic Chemistry*
Журнал прикладной химии	*Russian Journal of Applied Chemistry*
Журнал физической химии	*Russian Journal of Physical Chemistry*
Журнал эволюционной биохимии и физиологии	*Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology*
Защита металлов	*Protection of Metals*
Зоологический журнал	*Russian Journal of Zoology*
Известия АН. Серия биологическая	*Biology Bulletin*
Известия АН. Теория и системы управления	*Journal of Computer and Systems Sciences International*
Известия АН. Физика атмосферы и океана	*Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*
Кинетика и катализ	*Kinetics and Catalysis*
Коллоидный журнал	*Colloid Journal*
Координационная химия	*Russian Journal of Coordination Chemistry*
Космические исследования	*Cosmic Research*
Кристаллография	*Crystallography Reports*
Литология и полезные ископаемые	*Lithology and Mineral Resources*
Микробиология	*Microbiology*
Микроэлектроника	*Russian Microelectronics*
Молекулярная биология	*Molecular Biology*
Неорганические материалы	*Inorganic Materials*
Нефтехимия	*Petroleum Chemistry*
Океанология	*Oceanology*
Онтогенез	*Russian Journal of Developmental Biology*
Оптика и спектроскопия	*Optics and Spectroscopy*
Палеонтологический журнал	*Paleontological Journal*
Петрология	*Petrology*
Письма в Астрономический журнал	*Astronomy Letters*
Почвоведение	*Eurasian Soil Science*
Приборы и техника эксперимента	*Instruments and Experimental Techniques*
Прикладная биохимия и микробиология	*Applied Biochemistry and Microbiology*
Проблемы прогнозирования	*Studies on Russian Economic Development*
Программирование	*Programming and Computer Software*
Радиохимия	*Radiochemistry*
Радиотехника и электроника	*Journal of Communications Technology and Electronics*
Стратиграфия. Геологическая корреляция	*Stratigraphy and Geological Correlation*
Теоретические основы химической технологии	*Theoretical Foundations of Chemical Engineering*
Теплофизика высоких температур	*High Temperature*
Теплоэнергетика	*Thermal Engineering*
Труды Математического института имени В.А. Стеклова	*Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics*
Физика Земли	*Izvestiya, Physics of the Solid Earth*
Физика и химия стекла	*Glass Physics and Chemistry*
Физика металлов и металловедение	*The Physics of Metals and Metallography*
Физика плазмы	*Plasma Physics Reports*
Физиология растений	*Russian Journal of Plant Physiology*
Физиология человека	*Human Physiology*
Химия высоких энергий	*High Energy Chemistry*
Экология	*Russian Journal of Ecology*
Электрохимия	*Russian Journal of Electrochemistry*
Энтомологическое обозрение	*Entomological Review*
Ядерная физика	*Physics of Atomic Nuclei*

Журналы МАИК "Наука", выходящие в свет на английском языке

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis
Russian Journal of Mathematical Physics

ISSN 0869-592X Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, том 7, № 1