

УДО брашму

ISSN 0869-592X

Том 14, Номер 1

Январь - Февраль 2006



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



<http://www.naukaran.ru>
<http://www.maik.ru>



“НАУКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 14 № 1 2006 Январь–Февраль

Основан в 1993 г.

Выходит 6 раз в год

ISSN: 0869-592X

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

*Главный редактор
Б. С. Соколов*

Члены редакционной коллегии:

А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев,
И. А. Басов, Е. В. Бибикова, А.Б. Герман, Ю. Б. Гладенков,
А. И. Жамойда, В. А. Захаров (*ответственный секретарь*),
К. И. Кузнецова, М. Г. Леонов, Л. А. Невесская,
А. Г. Пономаренко, А. Ю. Розанов,
М. А. Семихатов (*заместитель главного редактора*),
М. А. Федонкин, В. Е. Хайн, Н. М. Чумаков

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

*Адрес редакции: 119180 Москва, Старомонетный пер., 22,
Геологический институт РАН, комн. 2, тел. 951-21-64*

Москва
Научно-производственное объединение
«Издательство “Наука”»

СОДЕРЖАНИЕ

Том 14, номер 1, 2006

| | |
|--|-----|
| Первые находки остатков несомненных эукариот и преципитатов в стратотипе среднего рифея, Южный Урал <i>В. Н. Сергеев, Ли Сень-Джо</i> | 3 |
| Первые находки гжельских фузулинид в Центральном Иране <i>Э. Я. Левен, Горгидж Мохаммад Н.</i> | 22 |
| Синколлизионные мезозойские терригенные отложения о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) <i>А. Б. Кузьмичев, А. В. Соловьев, В. Е. Гоникберг, М. Н. Шапиро, О. В. Замжицкий</i> | 33 |
| Палеоцен и эоцен российской части Западной Евразии <i>М. А. Ахметьев, В. Н. Беньяновский</i> | 54 |
| Находки неогеновых диатомей в разрезе Сэнди Ридж п-ва Аляска: значение для стратиграфических и палеогеографических реконструкций <i>А. Ю. Гладенков</i> | 79 |
| Первые находки фауны млекопитающих в аллювиально-спелеогенных образованиях позднего неоплейстоцена и голоцене Северного Урала (Черемухово-1) <i>Т. В. Струкова, О. П. Бачура, А. В. Бородин, В. В. Стефановский</i> | 98 |
| Краткие сообщения | |
| Стратиграфические и хронологические свидетельства средневюрмской (средневисконсинской) трансгрессии моря в отложениях Черноморского побережья Грузии <i>И. П. Микадзе, Ч. П. Джанелидзе</i> | 109 |
| Авторский указатель тома 13, 2005 г. | 111 |

Contents

Vol. 14, No. 1, 2006

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka/Interperiodica" (Russia).
Distributed worldwide by Springer. *Stratigraphy and Geological Correlation* ISSN 0869-5938.

Real Eukaryotes and Precipitates First Found in the Middle Riphean Stratotype,
Southern Urals

V. N. Sergeev and Lee Seong-Joo

3

Gzhelian Fusulinids First Discovered in Central Iran

E. Ya. Leven and M. H. Gorgij

22

Mesozoic Syncollision Siliciclastic Sediments of the Bol'shoi Lyakhov Island
(New Siberian Islands)

*A. B. Kyz'michev, A. V. Soloviev, V. E. Gonikberg, M. N. Shapiro,
and O. E. Zamzhitskii*

33

The Paleocene and Eocene in the Russian Part of West Eurasia

M. A. Akhmet'ev and V. N. Beniamovskii

54

Neogene Diatoms from the Sandy Ridge Section, Alaska Peninsula:
Significance for Stratigraphic and Paleogeographic Reconstructions

A. Yu. Gladenchikov

79

Mammal Fauna First Found in Alluvial-Speleogenetic Formations
of the Late Neopleistocene and Holocene, Southern Urals,
Locality Cheremukhovo-1

T. V. Strukova, O. P. Bachura, A. V. Borodin, and V. V. Stefanovskii

98

Brief Communications

Stratigraphic and Chronological Records of the Middle Wurm
(Middle Wisconsinan) Sea Transgression in Sediments
of the Black Sea Coast, Georgia

I. P. Mikadze and Ch. P. Dzhanelidze

109

Author Index to Volume 13, 2005

111

Сдано в набор 30.09.2005 г.

Цифровая печать

Подписано к печати 06.12.2005 г.

Усл. печ. л. 14.0

Тираж 234 экз.

Усл. кр.-отт. 3.4тыс.

Зак. 1043

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Уч.-изд. л. 14.0

Бум. л. 7.0

Учредитель: Российская академия наук

Издатель – Научно-производственное объединение «Издательство «Наука», 117997 Москва, Профсоюзная, 90

Оригинал-макет подготовлен МАИК «Наука/Интерperiодика»

Отпечатано в ППП «Типография «Наука», 121099 Москва, Шубинский пер., 6

УДК 551.72:561.2 (470.5)

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ОСТАТКОВ НЕСОМНЕНИНЫХ ЭУКАРИОТ И ПРЕЦИПИТАТОВ В СТРАТОТИПЕ СРЕДНЕГО РИФЕЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

© 2006 г. В. Н. Сергеев*, Ли Сень-Джо**

* Геологический институт РАН, Москва

** Геологический факультет, Куньпукский Национальный Университет, Южная Корея

Поступила в редакцию 27.12.2004 г., получена после доработки 10.02.2005 г.

В результате новых исследований был значительно расширен таксономический состав микробиот в кремнях из катаскинской и реветской подсвит авзянской свиты юрматинской серии стратотипа среднего рифея Южного Урала. Новизна предлагаемой статьи, по сравнению с предшествующими работами, состоит в находках остатков эукариотных одноклеточных организмов, составлявших значительный процент ископаемой микробной популяции катаскинской подсвиты. Помимо ранее известных отсюда цианобактерий, в кремнях подсвиты встречены многочисленные фоссилизированные фитопланктонные эукариотные микроорганизмы. Эти эукариоты ранее описывались практически исключительно как органостенные микрофоссилии из терригенно-сланцевых пород зигазино-комаровской и непосредственно самой авзянской свит, но практически не были отмечены в кремнисто-карбонатных толщах среднего рифея. Данные находки соответствуют последним открытиям в составе окремненных микробиот, считавшихся практически исключительно прокариотными, остатков сложно построенных форм. В катаскинской подсвите впервые обнаружены слоистые неорганогенные преципитаты, распространенные в доверхнерифейских толщах и выклинивающиеся вблизи границы среднего и верхнего рифея. Кроме того, выполнена ревизия ранее описанных из авзянской свиты окремненных остатков цианобактерий: их формальный состав приведен в соответствие с современными классификациями ископаемых сине-зеленых водорослей. В результате как новых находок, так и таксономической коррекции уже известных ранее форм, значительно расширена и обогащена микрофитологическая характеристика среднего рифея, что имеет большое значение для корреляции протерозойских отложений на биостратиграфической основе и решения ряда дискуссионных вопросов систематики докембрийских микрофоссилий. Ассоциация микрофоссилий авзянской свиты дает уникальную возможность взглянуть на переходный момент, когда в составе протерозойских ассоциаций микроорганизмов существовали как энтофизалесовые, так и стебельковые цианобактерии, и протекала экспансия одноклеточных эукариотных водорослей в прокариотные экосистемы. В работе описывается 10 видов микрофоссилий, отнесенных к 7 родам.

Ключевые слова. Микрофоссилии, цианобактерии, прокариоты, эукариотный фитопланктон, средний рифей, эталонная последовательность рифея, Южный Урал.

ВВЕДЕНИЕ

Типовая последовательность рифея, вскрытая на западном крыле Башкирского мегантиклинория Южного Урала, имеет приоритетное значение в биостратиграфии докембра, поскольку выделенные здесь комплексы микрофоссилий и строматолитов являются эталонными при сравнении с ними докембрийских последовательностей этих ископаемых, установленных в других регионах. К настоящему моменту стратотип рифея имеет богатую микрофитологическую характеристику, основанную как на органостенных (Янкаускас, 1979 а, б, 1982; Келлер, Янкаускас, 1980; Вейс и др., 1990, 2000, 2003), так и окремненных формах (Schopf et al., 1977; Шопф и др., 1979; Nyberg, Schopf, 1984; Сергеев, Крылов, 1986; Крылов, Сергеев, 1986; Сергеев, 1988, 1992 а, б, 2003;

Sergeev, 1994; Сергеев, Ли Сень-Джо, 2004). Эти органические остатки образуют несколько последовательных таксономически различных комплексов, позволяющих говорить о существовании определенных рубежей в развитии позднедокембрийского микромира. Однако современные требования к насыщенности типовых и опорных разрезов рифея биостратиграфическими данными заставляют с большей детальностью исследовать микрофитологическую характеристику его стратотипа на основании, как новых коллекций, так и повторного изучения уже ранее описанных материалов. Вместе с тем, за последние 10–15 лет была проведена серия ревизий таксономии микрофоссилий, что требует формальной коррекции и списочного состава ранее описанных уральских микробиот. Все это побудило вновь обратиться к

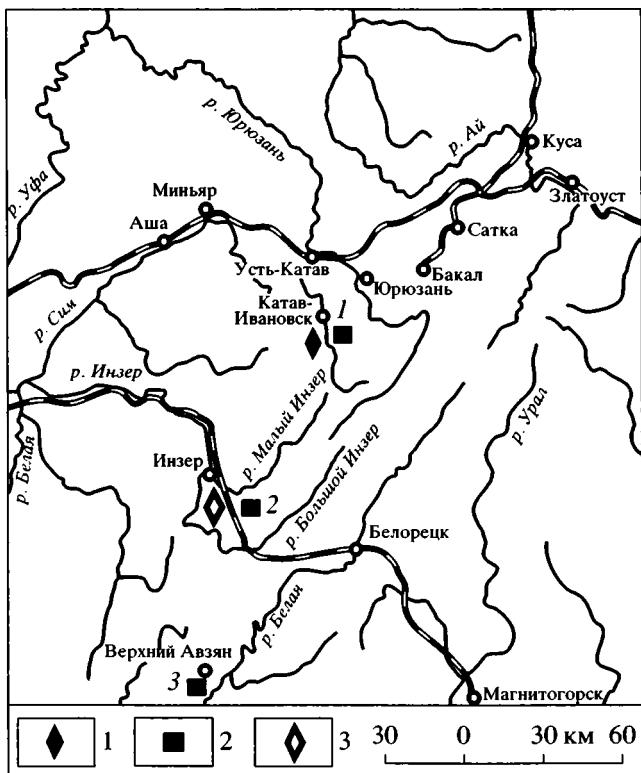


Рис. 1. Карта расположения изученных разрезов авзянской свиты на Южном Урале.

1 – обнажение катааскинской подсвиты авзянской свиты, содержащее микрофоссилии; 2 – обнажения реветской подсвиты авзянской свиты, содержащие микрофоссилии; 3 – обнажение катааскинской подсвиты авзянской свиты, в котором микрофоссилии обнаружены не были.

микрофитологической характеристике стратотипа рифея Южного Урала, пополнить имеющиеся коллекции дополнительными сборами, и на новом уровне переизучить ранее описанные микробиоты. В течение летних сезонов 1998–2000 и 2003 годов были проведены полевые работы с целью сбора кремней, перспективных для находок микрофоссилий из уже известных и новых местонахождений в рифейском разрезе Урала. Полученные новые данные по окремненным микрофоссилиям саткинской свиты нижнего рифея были опубликованы ранее (Сергеев, Ли Сень-Джо, 2004). В предлагаемой статье содержится новая информация о таксономическом составе и стратиграфической интерпретации окремненной микробиоты авзянской свиты стратотипа среднего рифея.

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТНЫЕ РАМКИ ТИПОВОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ СРЕДНЕГО РИФЕЯ

Стратиграфия среднерифейских отложений.
Стратотипическая последовательность рифей-

ских отложений общей мощностью до 15 км, представленная слабо измененными осадочными и подчиненными им вулканогенными породами, расчленяется на разделенные несогласиями бурзянскую, юрматинскую и каратавскую серии, которые представляют собой крупные седиментационные циклы и являются типами соответственно нижнего, среднего и верхнего рифея (рис. 1, 2). Типовая для среднего рифея юрматинская серия состоит из четырех согласно залегающих свит: терригенно-вулканогенной машакской (1500–2000 м), существенно кварцевой зигальгинской (200–600 м), песчано-сланцевой зигазино-комаровской (650–1500 м) и сланцево-карбонатной авзянской свиты (900–1800 м).

Авзянская свита, сложенная доломитами, известковистыми доломитами и известняками с прослоями и пачками аргиллитов, алевролитов и песчаников, в свою очередь подразделяется на шесть подсвит: катааскинскую, малоинзерскую, ушаковскую, куткурскую, реветскую и тюльменскую.

Катааскинская подсвита. В составе подсвиты преобладают темно-серые доломиты, известковистые доломиты и известняки, которым подчинены углисто-глинистые аргиллиты и более редкие алевролиты и песчаники. В карбонатах породах присутствуют линзы и прослои черных кремней, содержащих микрофоссилии. К доломитам приурочены пластообразные залежи кристаллического магнезита и бурых железняков, возникших за счет окисления сидерита. Мощность подсвиты 350–750 м.

Малоинзерская подсвита сложена серыми и буровато-серыми кварцевыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами, которые переслаиваются с кварцево-сертицито-глинистыми и сертицито-хлорито-глинистыми сланцами. Мощность подсвиты 250–400 м.

Ушаковская подсвита – это доломиты и доломитовые известняки серой и темно-серой окраски, содержащие прослои сертицито-кремнисто-глинистых сланцев. Карбонатные породы локально включают линзы черных и серых кремней, но микрофоссилии в них обнаружены не были. Мощность подсвиты 80–250 м.

Куткурская подсвита сложена зелеными, голубовато-зелеными и темно-красными кварцево-сертицито-глинистыми аргиллитами, которым подчинены серые и зеленовато-серые алевролиты и песчаники. В верхней части подсвита содержит прослои доломитов и местами пластообразные залежи бурых железняков. Мощность подсвиты 100–250 м.

Реветская подсвита сложена главным образом серыми и розовато-серыми доломитами, частью доломитовыми известняками, которым подчинены отдельные маломощные прослои аргил-

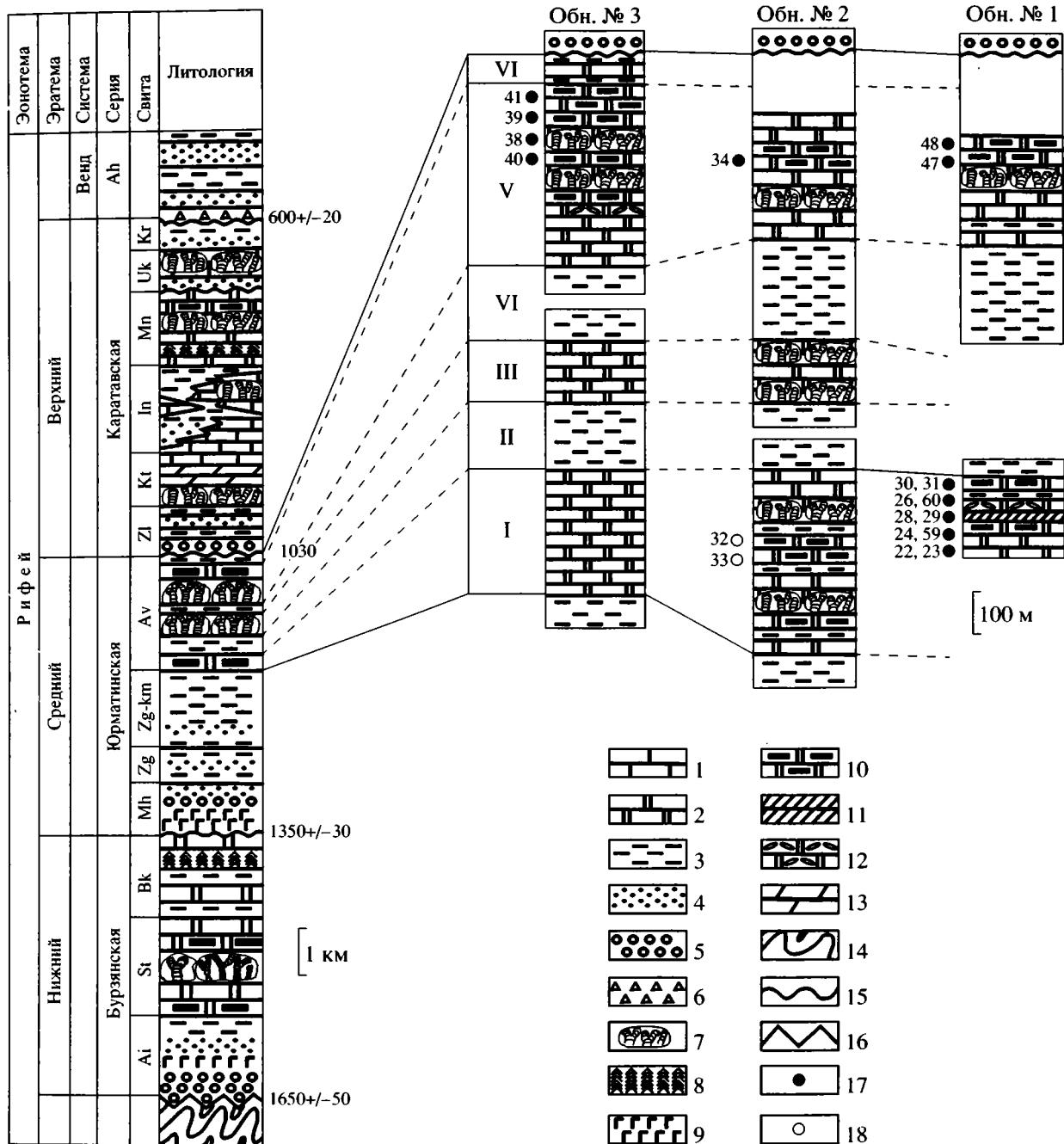


Рис. 2. Схема строения рифейских отложений Южного Урала и стратиграфическое соотношение содержащих окременные микрофоссилии толщ в авзянской свите. 1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – алевролиты и аргиллиты; 4 – песчаники; 5 – конгломераты; 6 – тиллиты и тиллоиды; 7 – биогермы со столбчатыми строматолитами; 8 – столбчатые строматолиты группы *Sophyton*; 9 – туфы и туфопесчаники; 10 – доломиты с линзами и прослоями кремней; 11 – магнезиты; 12 – флейкстоуны; 13 – мергели; 14 – гнейсы основания фундамента; 15 – перерывы и несогласия в разрезе; 16 – азимутальное несогласие; 17 – образцы, содержащие микрофоссилии; 18 – образцы, в которых микрофоссилии обнаружены не были. Подсвиты авзянской свиты: I – катаскинская, II – малойнерская, III – ушаковская, IV – куткурская, V – реветская, VI – тюльменская. Сокращения названий свит: Ai – айская, St – статкинская, Bk – бакальская, Mh – машакская, Zg – зигальгинская, Zg-km – зигазино-комаровская, Av – авзянская, Zl – зильмердакская, Kt – катавская, In – инзерская, Mn – миньярская, Uk – уксская, Kr – криволуканская; Ah – ашинская серия. Номера над стратиграфическими колонками соответствуют номерам разрезов, показанным на рис. 1; цифры слева от них – номера образцов. Справа от общей стратиграфической колонки рифейских отложений цифрами показан изотопный возраст границ в млн. лет.

литов; большую роль в составе подсвиты играют строматолитовые биогермы со строматолитами *Baicalia*, *Jacutophyton* и др. В нестроматолитовых доломитах присутствуют линзы белых, серых и черных кремней; черные кремни в основном приурочены к самой верхней части подсвиты и содержат микрофоссилии. Мощность подсвиты 200–500 м.

Тюльменская подсвита, завершающая разрез авзянской свиты, сложена серыми и пестро окрашенными доломитовыми алевролитами и песчаниками. Мощность этих отложений не превышает первых десятков метров, но о ее точной величине трудно судить поскольку подсвита вскрыта фрагментарно и в основном известна по скважинам. Появление в этой подсвите пестроокрашенных силикокластических пород, внешне сходных с присутствующими в базальных горизонтах вышележащей зильмердакской свиты верхнего рифея, привели некоторых исследователей к выводу о согласном залегании юрматинской и каратауской серий (Келлер и др., 1983; Козлов и др., 1997). Однако более поздние исследования подтвердили традиционную точку зрения (Шатский, 1945; Гарань, 1963) о наличии между ними несогласия (Маслов и др., 1998, 2001).

Возраст среднерифейских отложений Южного Урала. Максимальный возрастной предел юрматинской серии определяется рядом датировок Бердяушского массива гранитов рапакиви, который прорывает бурзянскую серию, предшествующую рассматриваемым отложениям, и несогласно перекрывается вулканогенно-осадочной машакской свитой. Изохронный Rb-Sr и U-Pb возраст этого массива определен соответственно как 1348 ± 13 и 1354 ± 20 млн. лет (Краснобаев, 1986). Эти определения согласуются с датировками вулканитов из машакской свиты, Rb-Sr возраст валовых проб дацитов и липарито-дацитов которой равняется 1346 ± 41 млн. лет, а цирконы из тех же отложений имеют U-Pb возраст 1350 ± 30 млн. лет (Краснобаев, 1986; Козлов и др., 1989). Приведенные датировки цирконов свидетельствуют, что изотопный возраст нижней границы юрматинской серии равен 1350 ± 30 млн. лет, как это было отмечено в Решениях III Всероссийского совещания по общим вопросам расчленения докембрия (Решения III Всерос. ..., 2001). Изотопно-геохронологические значения минимального возрастного предела серии гораздо менее определены. К-Ag датировки минералогически неизученного глауконита из авзянской свиты и валовых проб основных даек, прорывающих эту свиту, равны соответственно 1200 и 1170–1010 млн. лет (Келлер, 1973; Келлер и др., 1983), но надежность подобных определений в настоящее время вызывает спортивливые сомнения. Методически надежной является изохронная Pb-Pb датировка 836 ± 25 млн. лет, которая получена по известнякам катауской свиты

вышележащей каратауской серией и фиксирует возраст раннего диагенеза осадков (Овчинникова и др., 1998). Свой вклад в решение рассматриваемого вопроса вносят и микрофитологические данные. В основании верхней подсвity зильмердакской свиты, начинающей собою разрез каратауской серии, в составе ассоциаций органостенных микрофоссилий происходят важные изменения (Вейс и др., 2000, 2003), которые аналогичны тем, которые в Сибири наблюдаются в отложениях, имеющих возраст примерно 1030 млн. лет (Семихатов и др., 2000). На основании приведенных данных можно заключить, что верхние горизонты юрматинской серии не моложе 1050 млн. лет.

Органостенные микрофоссилии в стратотипе рифея образуют серию последовательных ассоциаций, демонстрирующих направленный тренд изменения во времени (Янкаускас, 1979а, б, 1982; Михайлова, Подковыров, 1992; Вейс и др., 1990, 2000, 2003); в юрматинской серии они известны в зигазино-комаровской и авзянской свитах. В зигазино-комаровской свите впервые фиксируется массовое распространение крупных акритарх рода *Kildinella* (в том числе форм с наростом – *Kildinella nordia*), таблитчатых *Satka elongata*, колониальные *Synsphaeridium* sp. и разрывающихся на двое оболочек *Leiosphaeridia bicrura*. Вместе с тем, здесь почти исчезают доминирующие в нижнем рифее *Symplassosphaeridium undosum*, *Satka favosa*, *Protosphaeridium flexuosura* и *Leiosphaeridia ternata*. Аналогичные, но менее разнообразные ассоциации микрофоссилий присутствуют и в авзянской свите за исключением тюльменской подсвity, где встречена богатая и разнообразная микробиота. В ней на фоне многочисленных оболочек рода *Leiosphaeridia* (*L. incrassata*, *L. minutissima*, *L. jacutica*, *L. bicrura*) и ряда других транзитных таксонов появляются формы, широко распространенные в каратауской серии: *Navifusa majensis*, *Ostiana microcystis*, *Sphaerocongregus variabilis*, *Polytrichoides lineatus*, *Asperatofillum* и ряд других (Янкаускас и др., 1989; Янкаускас, 1982; Вейс и др., 1990, 2000; Козлова, 1993).

Окременные остатки микроорганизмов в уральском стратотипе рифея известны в нижне- и верхнекусинской подсвитах саткинской свиты нижнего рифея, в катаскинской и реветской подсвิตах авзянской свиты среднего рифея и в миньярской свите верхнего рифея (Nyberg, Schopf, 1984; Сергеев, Крылов, 1986; Крылов, Сергеев, 1986; Сергеев, 1988, 1992а, б; Sergeev, 1994; Сергеев, Ли Сень-Джо, 2004). В авзянской свите наиболее богатый комплекс этих микроостатков присутствует в кремнях катаскинской подсвity, где встречены многочисленные остатки эукариот, стебельковых цианобактерий и ряда других морфотипов, тогда как в реветской подсвите развита гораздо более бедная, но выдержанная по площади ассоциация, представленная остатками цианобактерий.

КАТАСКИНСКАЯ МИКРОБИОТА

Географическое положение находок. Кремни, содержащие микрофоссилии, в катаскинской подсвите обнаружены в одном местонахождении – в разрезе на правом берегу р. Катав непосредственно выше моста бывшей узкоколейной железной дороги в 2 км выше г. Катав-Ивановск (рис. 1, 2, обнажение № 1, обр. № 4688/22–24, 26, 28, 29–31, 59, 60). Эти кремни приурочены к слоистым доломитам и магнезитам, имеющим микрослоистую волнистую текстуру, подчеркнутую чередованием темных и светлых слойков.

Состав микробиоты. Микробиота представлена следующими видами: *Siphonophycus robustum* (Schopf), *Siphonophycus typicum* (Hermann), *Siphonophycus kestron* Schopf, *Siphonophycus solidum* (Golub), *Eomicrocoleus* sp., *Eoentophysalis dismallakesensis* Horodyski et Donaldson, *Eoentophysalis belcherensis* Hofmann, *Eospaeronostoc kataskinicum* Sergeev, *Polybessurus bipartitus* Fairchild ex Green et al., *Gloeodiniopsis lamellosa* Schopf, *Sphaerophycus medium* Horodyski et Donaldson, *Copunctiophycus conglobatum* Zhang, *Eosynechococcus amadeus* Knoll et Golubic, *Leiosphaeridia crassa* (Naumova), *L. atava* (Naumova), *L. jacutica* (Timofeev), *Paratetraphycus* aff. *P. giganteus* Zhang (рис. 3).

Доминирующие и матообразующие формы. В составе микробиоты преобладают энтофизалесовые водоросли *Eoentophysalis dismallakesensis*, которые первоначально были описаны как *Eogloeocapsa avyanica* Sergeev в связи отсутствием ярко выраженных пальмелоидных колоний (Сергеев, 1992а,б; Sergeev, 1994). Однако диагностические признаки энтофизалесовых водорослей определяются не только наличием пальмелоидных колоний, но и другими особенностями. Морфология вида достаточно изменчива, но в изученном материале преобладают изолированные глеокапсвидные колонии, у которых часто присутствуют две или три генерации нанноцит, заключенных последовательно в общие оболочки. Диаметр сфероидов изменяется от 6.0 до 22.0 мкм, а диаметр окружающих их оболочек – от 15.0 до 45.0 мкм. У энтофизалесовых водорослей глеокапсвидные колонии в жизненном цикле начинают преобладать в ответ на высокую скорость осадконакопления (Golubic, Hofmann, 1976), и именно этим объясняется господство в рассматриваемой микробиоте глеокапсвидных колоний *E. dismallakesensis* (Сергеев, 1992а,б; Sergeev, 1994). Темная окраска периферии клеток и колонизация твердых грунтов, наблюдаемые у большинства докембрийских энтофизалесов, достаточно типичны для катаскинских их представителей (табл. I, фиг. 1, 6). В ряде случаев у сфероидов *E. dismallakesensis* наблюдается удлиненный, односторонний, поляризованный рост (табл. I, фиг. 2) – одна из кардинальных особенностей эн-

тофизалесовых цианобактерий (Golubic, 1976; Mendelson, Schopf, 1982). Второй вид катаскинских энтофизалесов – *Eoentophysalis belcherensis* – в составе микробиоты представлен единичными находками. Сфераиды данного вида обладают одно- или максимум двуслойной оболочкой диаметром 2.0–10.0 мкм и образуют пальмелоидные колонии из нескольких сотен экземпляров с заметным темным окрашиванием по периферии.

В составе микробиоты многочисленны также пустые чехлы трех видов гормогониевых матообразующих цианобактерий рода *Siphonophycus*: *S. robustum*, *S. typicum* и *S. kestron*, имеющие диаметр чехлов соответственно 2.0–4.0, 4.0–8.0 и 8.0–16.0 мкм. Эти чехлы обычно образуют колонии из многих сотен переплетенных экземпляров, которые в составе катаскинской микробиоты пользуются широким распространением. Кроме того, встречаются единичные находки более крупных чехлов диаметром 16.0–20.0 мкм, определенные по формальной классификации, предложенной Н. Баттер菲尔дом (Butterfield et al., 1994), как *S. solidum*. Возможно, что остатками матообразующих микроорганизмов в составе катаскинской микробиоты также являются и встречающиеся в ней политрихомотозные нити *Eomicrocoleus* sp., которые представляют собой пучки трихомов, часто с несохранившимися септами диаметром 1.0–2.0 мкм, окруженные общим чехлом диаметром 4.0–40.0 мкм. Этот таксон напоминает некоторые виды цианобактерий рода *Microcoleus* – матообразующей формы, широко представленной на литорали современных бассейнов. Маты, образованные нитями данного рода, по-видимому, были широко распространены и на литорали протерозойских бассейнов (Horodyski, Donaldson, 1980; Hofmann, Jackson, 1991; Kah et al., 1999), но имели плохой тафономический потенциал в связи с тем, что после гибели микроорганизма чехлы обычно дезинтегрировали, а содержащиеся внутри трихомы рассыпались (Horodyski et al., 1977; Венецкая, Герасименко, 1988). Поэтому в ископаемом состоянии рассматриваемые микроорганизмы будут идентифицированы или как представители рода *Siphonophycus* (когда поперечные перегородки не сохраняются), или как таксоны многоклеточных трихомов (когда септы сохраняются).

Коккоидные симбионты. В переплетениях чехлов в матах *Siphonophycus robustum* присутствует вид *Gloeodiniopsis lamellosa* (диаметр сфероидов 10.0–45.0 мкм), который представляет собой остатки хроококковых цианобактерий, сходных с *Gloeocapsa* или *Chroococcus*. Первоначально гладкая оболочка многих сфероидов *G. lamellosa* разъедается в результате бактериальной (?) деструкции, что ведет к образованию псевдошипов, иногда окруженных мембраниподобной оболоч-

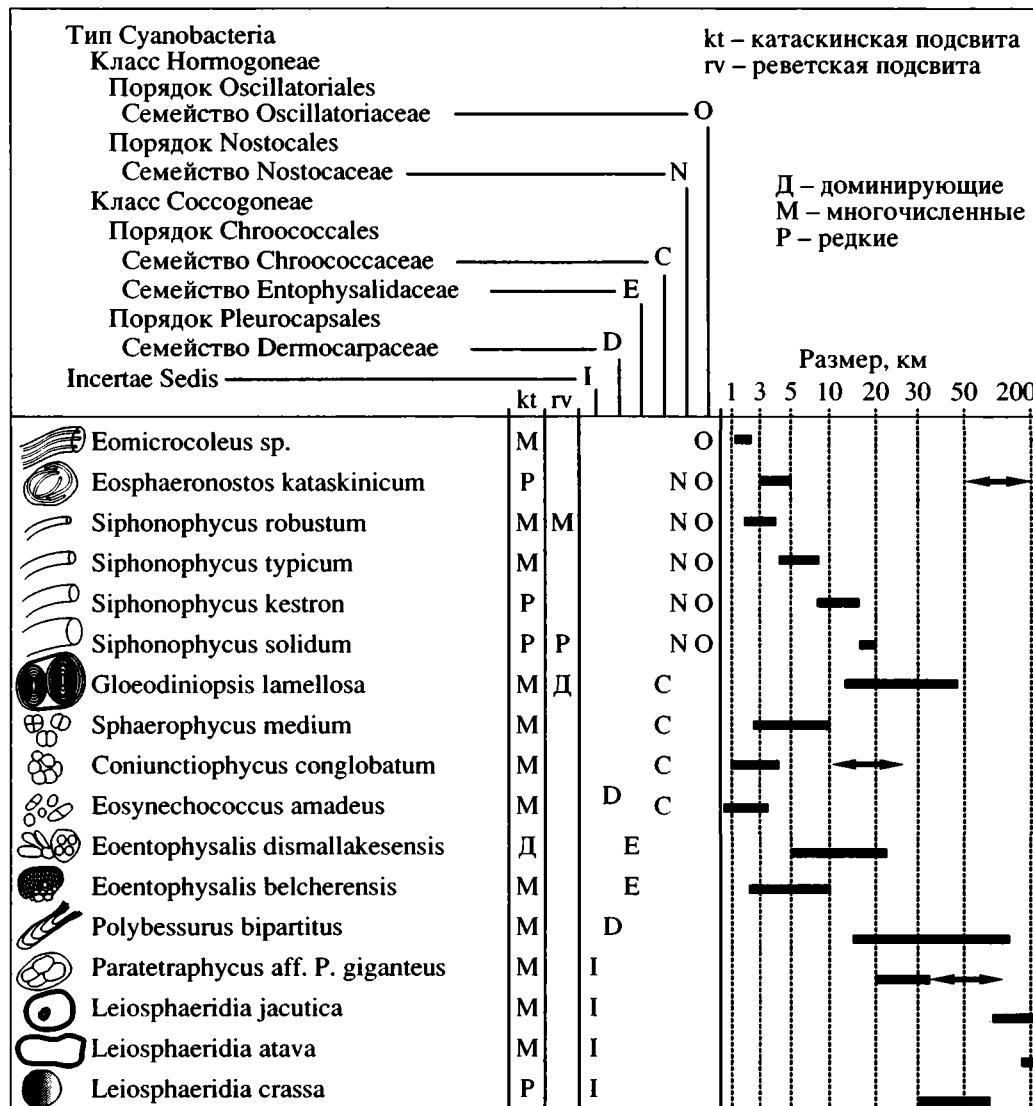


Рис. 3. Синопсис окремненных микрофоссилий авзянской свиты.

Размеры микрофоссилий показаны в логарифмическом масштабе. Темные полоски показывают интервалы изменения размеров отдельных сфероидов и нитей, темные полоски со стрелками – интервалы изменения размеров колоний микроорганизмов или окружающих их оболочек.

кой. При этом микрофоссилии приобретают сходство с акантоморфными акритархами (Сергеев, 1992а, б; Sergeev, 1994). К числу коккоидных симбионтов в рассматриваемой микробиоте при-

належат и колонии мелких (0.5–3.5 мкм по наибольшему измерению) эллипсовидных сфероидов *Eosynechococcus amadeus*, которые распространены как среди нитей *Siphonophycus* и *Eomicrocoleus*

Таблица I. Коккоидные и нитчатые микрофоссилии авзянской свиты.

1–4, 6 – *Eoentophysalis dismallakesensis* Horodyski et Donaldson; 1 – экз. ГИН № 750, обр. № 4688-60, шлиф 894-04, т. 20; 2 – экз. ГИН № 751, обр. № 4688-60, шлиф 894-04, т. 12; 3 – экз. ГИН № 60, обр. № 4688-22а, шлиф 415-85, т. 5; 4 – экз. ГИН № 40, обр. № 4688-22а, шлиф 422-85, т. 19; 6 – экз. ГИН № 752, обр. № 4688-60, шлиф 894-04, т. 14; 5 – *Sphaerophycus medium* Horodyski et Donaldson – экз. ГИН № 70, обр. № 4688-30, шлиф 432-85, т. 20; 7 – *Eosynechococcus amadeus* Knoll et Golubic среди нитей *Eomicrocoleus* sp. – экз. ГИН № 56, обр. № 4688-22, шлиф 421-85, т. 32; 8, 9 – *Eomicrocoleus* sp.; 8 – экз. ГИН № 753, обр. № 4688-22, шлиф 899-04, т. 13; 9 – экз. ГИН № 754, обр. № 4688-22, шлиф 851-01, т. 21; 10 – *Siphonophycus kestron* Schopf – экз. ГИН № 54, обр. № 4688-25, шлиф 431-85, т. 8; 11, 12 – *Siphonophycus solidum* (Golub); 11 – экз. ГИН № 755, обр. № 4688-60, шлиф 894-04, т. 12; 12 – экз. ГИН № 88, обр. № 4688-34, шлиф 442-85, т. 3. Экз. № 755 происходит из реветской подсвиты авзянской свиты, обнажение № 2; все остальные экз. происходят из катаскинской подсвиты авзянской свиты, обнажение № 1. Длина одинарной линейки – 10 мкм, двойной – 50 мкм.

Таблица I

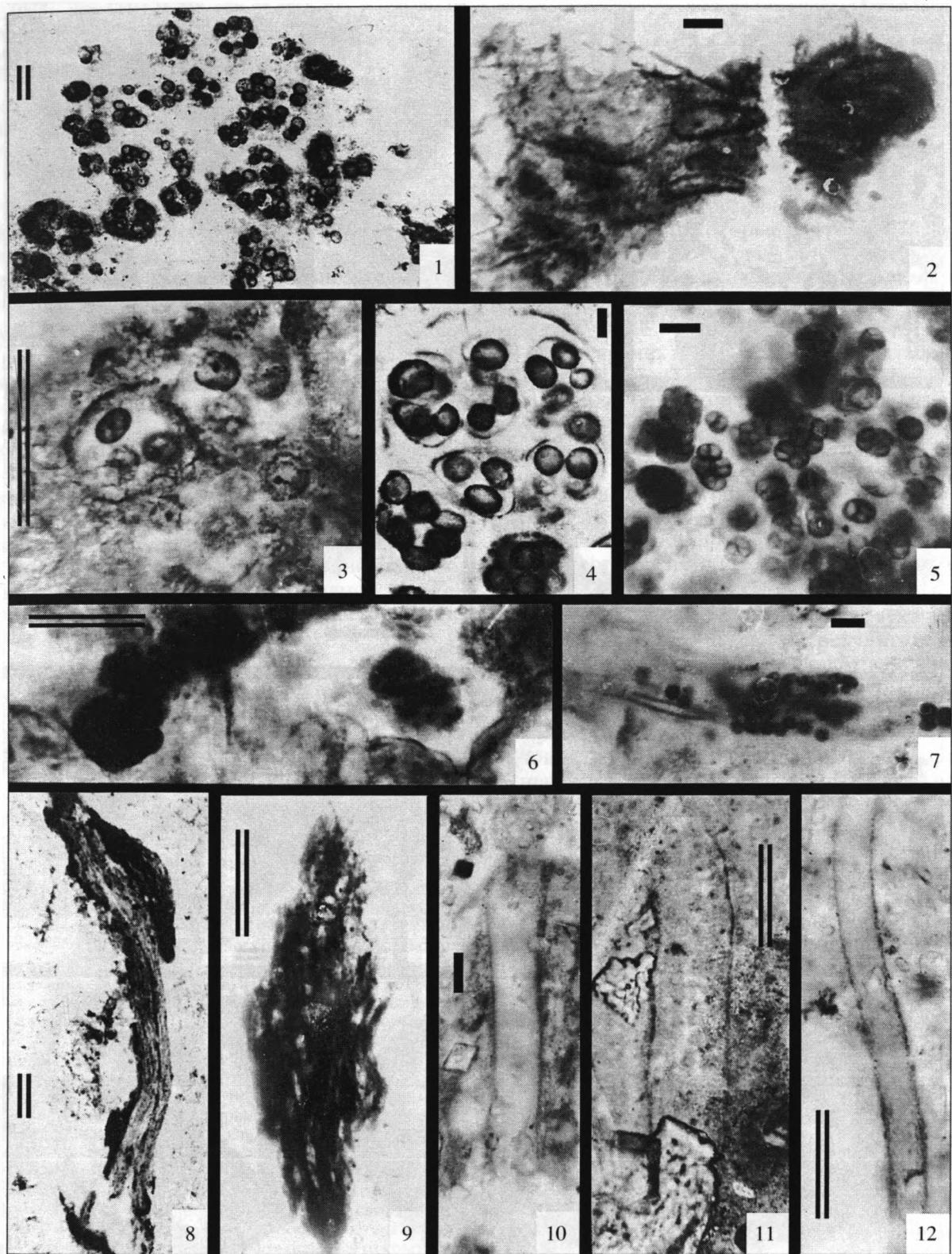


Таблица II

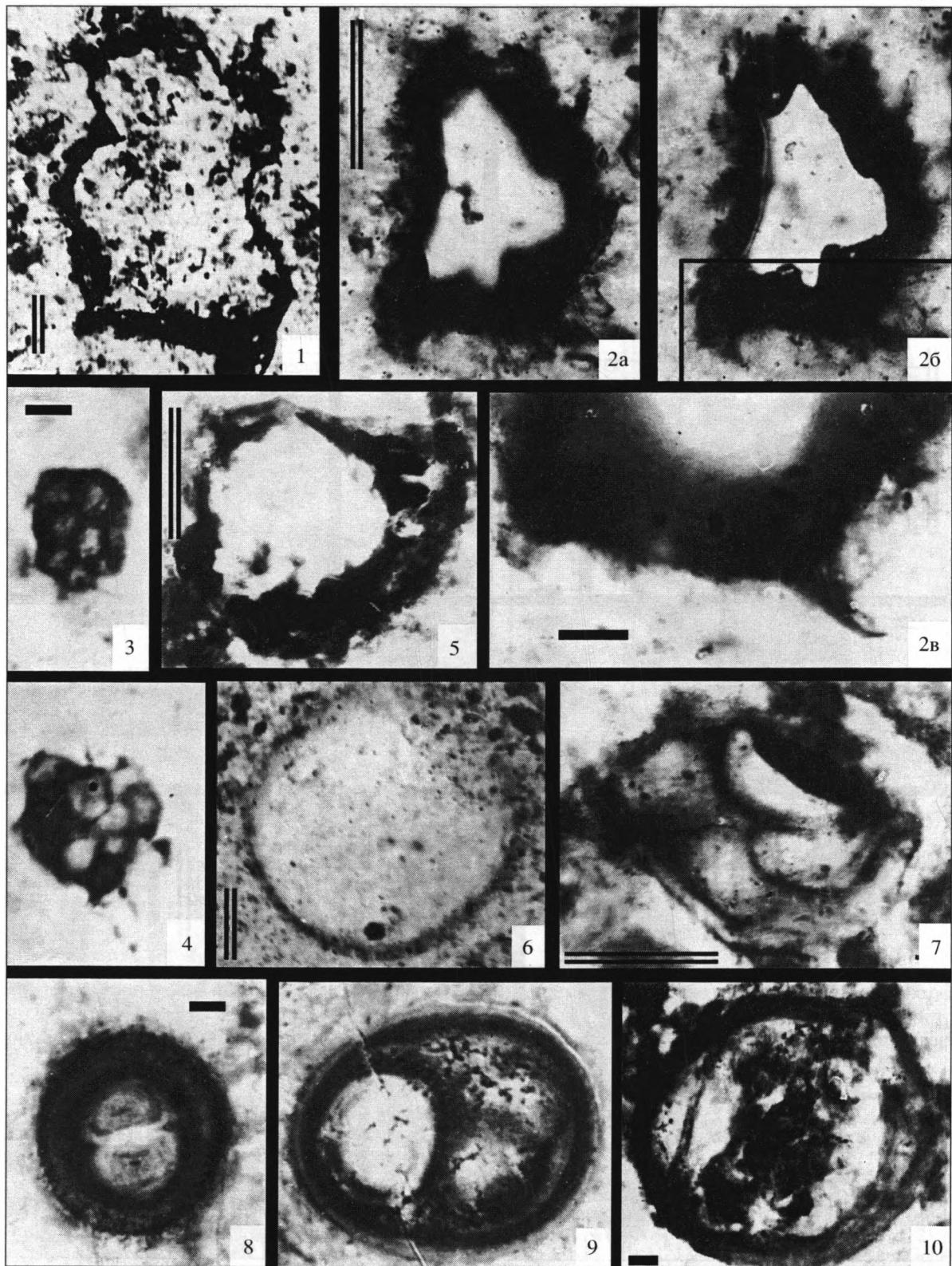


Таблица II. Коккоидные микрофоссилии авзянской свиты.

1 – *Leiosphaeridia atava* (Naumova) – экз. ГИН № 756, обр. № 4688-596, шлиф 902-04, т. 1; 2, 5 – *Leiosphaeridia crassa* (Naumova); 2 а, б (различная глубина резкости), в (прямоугольник в 26) – экз. ГИН № 757, обр. № 4688-59a, шлиф 891-04, т. 10; 5 – экз. ГИН № 758, обр. № 4688-596, шлиф 902-04, т. 6; 3, 4 – *Sphaerophycus medium* Horodyski et Donaldson; 3 – экз. ГИН № 759, обр. № 4688-22, шлиф 903-04, т. 11; 4 – экз. ГИН № 760, обр. № 4688-22, шлиф 903-04, т. 3; 6 – *Leiosphaeridia jacutica* (Timofeev) – экз. ГИН № 761, обр. № 4688-22, шлиф 913-04, т. 7; 7–9 – *Paratetraphycus* aff. *P. giganteus* Zhang; 7 – экз. ГИН № 762, обр. № 4688-22, шлиф 908-04, т. 5; 8 – экз. ГИН № 763, обр. № 4688-22, шлиф 901-04, т. 4; 9 – экз. ГИН № 764, обр. № 4688-22, шлиф 903-04, т. 11, 10 – *Eosphaeronostoc kataskinicicum* Sergeev – экз. ГИН № 765, обр. № 4688-22, шлиф 913-04, т. 6. Все экз. происходят из каталинской подсвиты авзянской свиты, обнажение № 1. Длина одинарной масштабной линейки – 10 мкм, двойной – 50 мкм. Для фиг. 26 масштабная линейка простояла на фиг. 2а, для фиг. 4 – на фиг. 3, для фиг. 9 – на фиг. 8.

sp. (табл. I, фиг. 7), так и в колониях *Eoentophysalis*. Колонии *E. amadeus*, по-видимому, представляют собой остатки цианобактерий, сходных с *Synechococcus*, или бактерий, развившихся в погибших водорослевых матах.

Ассоциирующие коккоидные формы. Одной из своеобразных черт каталинской микробиоты является наличие в ней коккоидных микрофоссилий с многослойным стебельком *Polybessurus bipartitus*. В большинстве случаев сохраняются фрагменты этих стебельков, имеющих диаметр 15–50 мкм, а на терминальных окончаниях и до 100.0 мкм при общей длине до 300 мкм. Матоформирующую функцию, которая отмечена для этой формы в ряде докембрийских микробиот (Green et al., 1987), каталинский *Polybessurus bipartitus* явно не выполнял и здесь находки этой стебельковой цианобактерии единичны.

В составе биоты редко встречаются, но тем не менее заслуживают особого внимания микрофоссилии *Eosphaeronostoc kataskinicicum*¹ – запутанный клубок мелких чехлов (до 5.0 мкм в диаметре), окруженных сферической оболочкой диаметром до 200 мкм. Подобный тип строения колонии характерен для современных ностоковых сине-зеленых водорослей рода *Sphaeronostoc*, и поэтому обнаруженная в каталинской микробиоте форма, воз-

¹ Е.К. Наговицын (2000, 2001а, б) формально синонимизировал род *Eosphaeronostoc* Sergeev, 1992 с родом *Glomophycus* Yakschin, 1991 (Яксин, 1991) поскольку оба представляют собой ископаемые аналоги сфероностоковых цианобактерий рода *Sphaeronostoc* Elenk. Однако при анализе катакинской и юсташахской микробиот Анабарского поднятия стало очевидно, что выделенный в составе рода *Glomophycus* вид *G. tortilis* Yakschin (Яксин, 1991) представляет собой артефакт фоссилизации сфероидов *Mucoxoccoides grandis* и *Mucoxoccoides* sp. и не имеет отношения к ностоковым цианобактериям (Sergeev et al., 1995). Однако проблема усложняется тем, что Е.К. Наговицын (2000, 2001а, б) переписал род *Glomophycus* и выделил в его составе два новых вида *G. bistratus* Primatchoc et Nagovitsin и *G. amplius* Primatchoc et Nagovitsin, которые действительно представляют собой сферические колонии нитчатых микрофоссилий, но имеют крайне специфическое строение в связи с локализацией филаментов только на их поверхности. Поэтому вопрос о соотношении двух таксонов остается открытым и требует дальнейшего уточнения, а предложенная Е.К. Наговицыным формальная синонимизация родов *Eosphaeronostoc* и *Glomophycus* в данной работе не принимается.

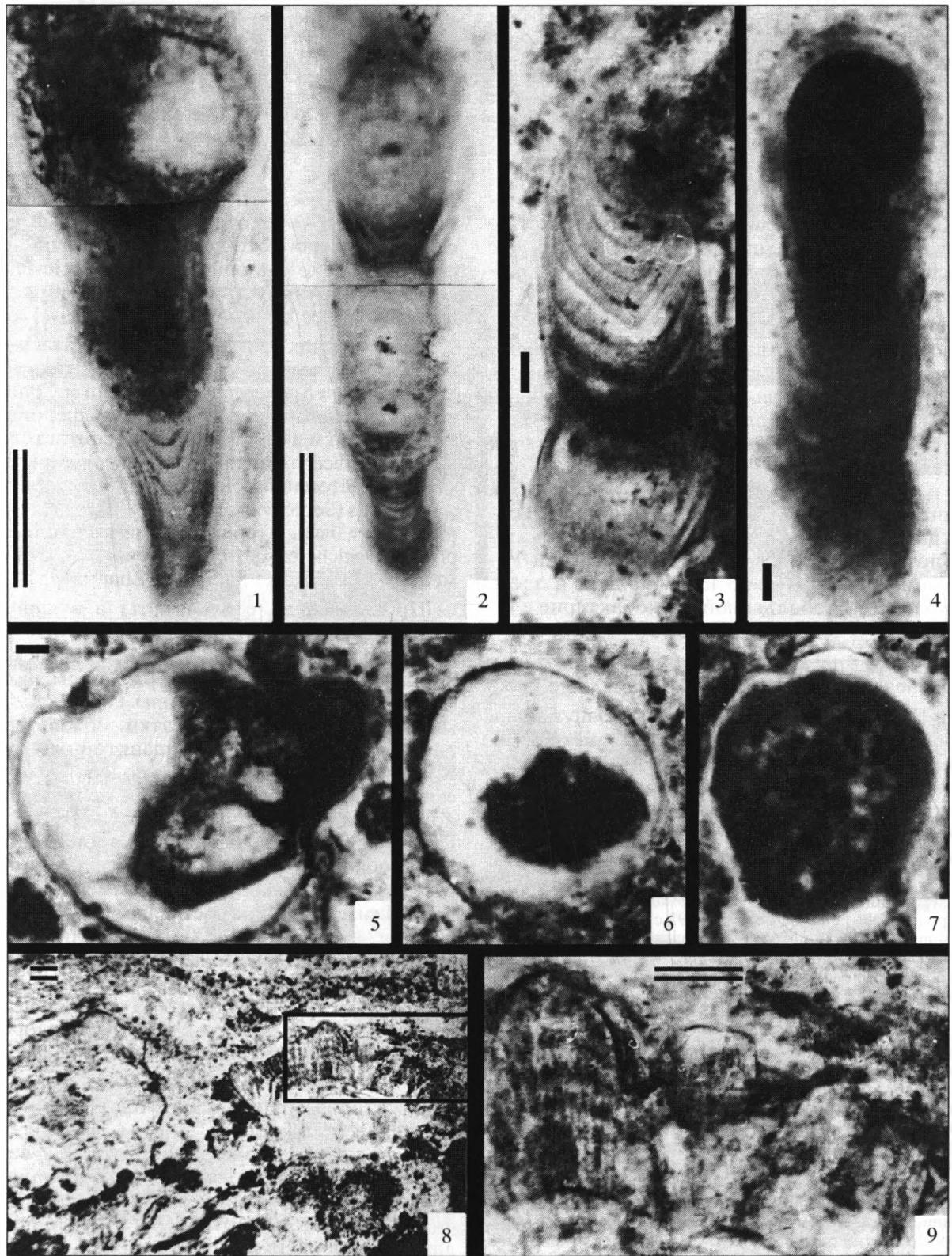
может, является его ископаемым аналогом. Не исключено, что некоторые встреченные в каталинской микробиоте гладкие сфероиды диаметром более 200 мкм, описанные как *Leiosphaeridia atava*, являются пустыми оболочками колоний *Eosphaeronostoc kataskinicicum*.

Среди прочих присутствующих в каталинской подсвите коккоидных форм следует также отметить колонии *Sphaerophycus medium* и *Coniunctiophycus conglobatum* с диаметром сфероидов от 2.5 до 10.5 мкм и от 1.0 до 4.0 мкм соответственно. Вероятнее всего они представляют собой остатки мелких фитопланктонных цианобактерий типа *Microcystis* (Sergeev et al., 1995, 1997), хотя некоторые могут быть и фрагментами колоний *Eoentophysalis belcherensis* или других хроококковых мелких бентосных цианофит (Zhang, 1981).

Проблематичные эукариоты и эукариотные фитопланктонные формы. В результате проведенных исследований в составе каталинской микробиоты удалось выявить ряд форм, которые могут быть интерпретированы как эукариотные микроорганизмы. Эти остатки можно условно разбить на бентосные и планктонные формы. К первой группе относятся довольно крупные сферические формы, содержащие внутри оболочки несколько сфероидов (табл. II, фиг. 7–9). По морфологическим параметрам они напоминают хроококковые цианобактерии родов *Chroococcus* или *Gloeocapsa*, но по размерам (диаметр отдельных сфероидов составляет 20–50 мкм, а диаметр их колоний – 30–100 мкм) и наличию настоящих пирамидальных тетрад отличаются от прокариотных микроорганизмов. Эти микроостатки определены как представители рода *Paratetraphycus*, обычно относимого к красным водорослям, но для строго обоснования этого вывода требуются дальнейшие исследования.

Ко второй группе относятся гладкостенные оболочки сферической формы, часть из которых, по крайней мере, достаточно уверенно можно рассматривать как остатки эукариотных фитопланктонных микроорганизмов (табл. II, фиг. 1, 2, 5, 6). Они отнесены к различным видам сфероморфных акритарх родов *Leiosphaeridia* (*L. crassa*, *L. atava* и *L. jacutica*) и имеют диаметры, варьирующиеся в пределах 50–30 × 700 мкм,

Таблица III



180 × 250 мкм и 80–225 мкм, соответственно. Отнесение всех этих форм к эукариотным фитопланктонным организмам может быть затруднено, поскольку большинство таксонов Leiosphaeridia, по-видимому, представляют гетерогенные остатки различных микроорганизмов, а само разделение данного рода на виды чисто формально (Янкаускас и др., 1989). Однако наличие у микрофоссилий, формально определенных как Leiosphaeridia crassa, плотной кожистой оболочки позволяет достаточно уверенно интерпретировать их как остатки эукариотных одноклеточных микроорганизмов. При этом следует заметить, что на поверхности некоторых экземпляров этого вида наблюдаются проблематичные шипы (табл. II, фиг. 2 а–в). Но принимая во внимание наличие псевдошипов на поверхности первоначально гладких сфероидов хроококковых цианобактерий *G. lamellosa*, мы не беремся пока утверждать о несомненно первичной природе данных выростов на оболочках *L. crassa*, оставляя решение этого вопроса на будущее. В целом с учетом различной сохранности в катаскинской микробиоте представителей рода Leiosphaeridia, можно предположить, что обнаруженные микрофоссилии действительно представляют остатки различных микроорганизмов, как несомненных одноклеточных эукариот, так и возможно пустых оболочек колоний прокариотных фитопланктонных микроорганизмов.

Неорганогенные преципитаты. Впервые обнаруженные в катаскинской подсвите неорганогенные преципитаты представляют собой слоистые, первоначально карбонатные (арагонитовые) и затем последовательно окремненные слоистые образования, которые могут быть классифицированы как микрослоистые ламины (Bartley et al., 2000; Sharma, Sergeev, 2004). Толщина отдельных слоечков варьируется от 2.0–3.0 до 4.0–5.0 мкм, их длина достигает 400–500 мкм; общая высота ламины составляет 200–300 мкм, а длина – 500–900 мкм. Преципитаты в катаскинской подсвите встречаются достаточно ограничено и их находки единичны. При этом ассоциации с остатками различных цианобактерий, как это отмечалось в котуйканской свите нижнего рифея Анабарского поднятия, формации Джараадог Фон Лаймстоун Индии, сухотунгу-

синской свите среднего рифея Туруханского поднятия и в ряде других толщ (Sergeev et al., 1995; Bartley et al., 2000; Sharma, Sergeev, 2004), катаскинские преципитаты не обнаружены (табл. III, фиг. 8, 9).

Палеоэкологическая интерпретация. Наличие в составе катаскинской микробиоты *Eoentophysalis belcherensis* указывает на то, что данная ассоциация микроорганизмов, вероятно, обитала в закрытой лагуне с повышенной соленостью. Такой вывод подтверждается присутствием в микробиоте *Polybessurus bipartitus*, современный аналог которого встречен в лагунах и на литорали Багамских островов (Golubic, 1976; Green et al., 1987). Многочисленные в составе катаскинской ассоциации микрофоссилий полые чехлы *S. gobustum* во многих случаях ориентированы перпендикулярно к слоистости. Подобное положение чехлов у ископаемых цианобактерий обычно интерпретируется как реакция на высокую скорость осадконакопления в условиях литорали (Sergeev, 1994; Sergeev et al., 1995); у современных гормогониевых сине-зеленых водорослей подобная ориентация нитей отмечалась в тех случаях, когда маты подвергались высушиванию на литорали и затем затапливались водой (Horodyski et al., 1977). Вместе с тем, наличие в составе микробиоты несомненных фитопланктонных микроорганизмов как прокариотного, так и эукариотного происхождения говорит о вероятном чередовании в катаскинской подсвите осадков литорали и верхней сублиторали. Подобные условия осадконакопления в пределах мелководного шельфа с карбонатной седиментацией предполагается в катаскинский век для всей площади современного Башкирского мегантиклиниория (Маслов и др., 2001, с. 65, рис. 47).

РЕВЕТСКАЯ МИКРОБИОТА

Географическое положение находок. Содержащие микрофоссилии кремни в реветской подсвите найдены в трех обнажениях (рис. 1, 2): на левом берегу р. Катав в районе г. Катав-Ивановск, в 4.5 км выше моста бывшей узкоколейной железной дороги (обнажение № 1, обр. № 4688/47, 48), на р. Малый Инзер, у хут. Катаскин (обнажение № 2, обр. № 4688/34) и у пос. Верхний Авзян (обнажение № 3, обр. № 4688/40, 41). В доломитах, где присутствуют линзы кремней с микрофоссили-

Таблица III. Стебельковые, коккоидные микрофоссилии и преципитаты авзянской свиты.

1–4 – *Polybessurus bipartitus* Fairchild ex Green et al.; 1 – экз. ГИН № 766, обр. № 4688-22, шлиф 421-85, т. 24; 2 – экз. ГИН № 767, обр. № 4688-22, шлиф 421-85, т. 11; 3 – экз. ГИН № 768, обр. № 4688-22, шлиф 899-04, т. 4; 4 – экз. ГИН № 769, обр. № 4688-22, шлиф 908-04, т. 1; 5–7 – крупные сферические оболочки; 5 – экз. ГИН № 770, обр. № 4688-22, шлиф 899-04, т. 4; 6 – экз. ГИН № 771, обр. № 4688-22, шлиф 899-04, т. 2; 7 – экз. ГИН № 772, обр. № 4688-22, шлиф 899-04, т. 12; 8, 9 (прямоугольник в 8) – неорганогенные преципитаты, обр. № 4688-22, шлиф 908-04, т. 2. Все экз. происходят из катаскинской подсвите авзянской свиты, обнажение № 1. Длина одинарной масштабной линейки – 10 мкм, двойной – 50 мкм.

ями, наблюдается микрослоистая текстура, прослеживающаяся и в кремневых конкрециях.

Состав микробиоты. В реветской микробиоте встречены только три вида: *Siphonophycus robustum* (Schopf), *S. solidum* (Golub) и *Gloeodiniopsis lamellosa* Schopf (рис. 3). Доминирующими являются коккоидные микрофоссилии *Gloeodiniopsis lamellosa*, диаметр сфероидов которых, как и в катаскинской микробиоте, составляет 11.0–45.0 мкм. *G. lamellosa* образует многочисленные колонии из нескольких сотен сфероидов, которые свободно расположены в янтарно-желтой кремневой массе и в ряде случаев имеют превосходную сохранность. Колонии *Siphonophycus robustum*, диаметр чехлов которого составляет 2.0–4.0 мкм, встречаются редко и имеют плохую сохранность, а чехлы *Siphonophycus solidum* встречаются отдельными экземплярами и имеют диаметр 16.0–20.0 мкм.

Микрофоссилии *Gloeodiniopsis lamellosa*, хотя и образует многочисленные колонии, в реветской подсвите матформирующим элементом не являются. А. Нолл и С. Голубич (Knoll, Golubic, 1979) при анализе подобных колоний *G. lamellosa* из формации Биттер-Спрингс позднего рифея Австралии пришли к выводу, что они представляют остатки сообществ хроококковых цианофит, обитавших в небольших лужицах на литорали древних бассейнов. Однако у реветских *G. lamellosa* нанноцитообразование практически не имело места и распространение подобных колоний указывает, вероятно, на медленный характер осадконакопления в эпиконтинентальном бассейне. Тот факт, что наиболее широко распространенная протерозойская матоформирующая форма *Siphonophycus robustum* в реветской микробиоте по обилию уступает *Gloeodiniopsis lamellosa*, может быть обусловлен и тафономическими причинами. Дело в том, что хроококковые цианобактерии *Chroococcus* имеют наиболее устойчивые к разрушению оболочки и чаще, чем другие микроорганизмы, переходят в ископаемое состояние (Knoll, Golubic, 1979). Поэтому возможно, что маты *Siphonophycus robustum* пользовались в реветском бассейне большим распространением, но не сохранились при фоссилизации.

Латеральное распространение и палеоэкологическая интерпретация. Реветская подсвита, сложенная преимущественно доломитами, выдерживает свой состав в пределах всего западного крыла Башкирского мегантиклиниория, и в удаленных друг от друга разрезах содержит бедную по составу, но таксономически обособленную ассоциацию микрофоссилий. Учитывая эти факты, можно предположить, что реветская микробиота обитала в пределах верхней сублиторали и литорали мелководного эпиконтинентального бассейна, что совпадает с седиментологическими дан-

ными об условиях накопления отложений этой подсвиты (Маслов, Анфимов, 2000).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прибрежно-мелководная приуроченность катаскинской и реветской микробиот определяет в целом их консервативный характер. Большинство встреченных здесь микрофоссилий представлено таксонами широкого стратиграфического распространения, существующими с раннего протерозоя до наших дней, а несомненные остатки сложно построенных фитопланктонных форм с шипами и выростами, известными в пограничных отложениях среднего и верхнего (Yan Y., Zhu S., 1992; Sergeev et al., 1997; Xiao et al., 1997; Yin L., 1997), и возможно даже нижнего рифея (Javaux et al., 2001), здесь отсутствуют. Тем не менее, сейчас можно говорить о наличии морфологически простых эукариотных микроорганизмов в катаскинской микробиоте, которая при первом изучении была интерпретирована как полностью прокариотная (Сергеев, 1992а, б; Sergeev, 1994). Ранее многочисленные остатки предположительно эукариотных фитопланктонных микроорганизмов были широко известны в терригенно-сланцевых отложениях зигазино-комаровской и самой авзянской свит (Янкаускас, 1979б, 1982; Вейс и др., 1990, 2000), но не были отмечены в кремнисто-карбонатных отложениях среднего рифея. Подобная тенденция находок все большего количества остатков эукариот в ассоциациях микрофоссилий, которые ранее считались полностью прокариотными, в целом характерна для современного состояния докембрийской палеомикрофитологии. Эукариотные фитопланктонные организмы становятся все более надежной основой для биостратиграфии докембра, особенно в позднем рифее: они встречаются как среди органостенных, так и окремненных форм, приуроченных к фациям открытого-морского генезиса. Делать выводы о стратиграфическом значении эукариот из авзянской свиты на современном этапе несколько затруднительно, поскольку до сих пор неясен полный набор присутствующих в докембрии микроорганизмов, особенно в доверхнерифейских толщах. Вновь обнаруженные морфотипы микрофоссилий в авзянской свите несомненно получат свою точную стратиграфическую оценку, особенно после находок аналогичных форм и в других толщах.

Одной из вновь выявленных особенностей катаскинской подсвиты является наличие в ней карбонатных преципитатов. Подобные неорганогенные седиментационные структуры, осажденные из воды без прямого участия цианобактериальных матов, были широко распространены в архее, нижнем протерозое и нижнем рифее, меньше в среднем рифее, и практически полностью исчезают в позднем рифее и венде. Большинство ис-

следователей связывают выклинивание преципитатов в геологической истории Земли с эволюцией обстановок осадконакопления и физико-химических обстановок на поверхности планеты, прежде всего с содержанием в атмосфере углекислого газа и составом морской воды (Grotzinger, 1986, 1989, 1994; Kah, Knoll, 1996; Bartley et al., 2000; Sharma, Sergeev, 2004, и другие). Следует отметить, что преципитаты крайне редко встречаются вблизи границы среднего и верхнего рифея, и подобные образования сходной морфологии известны фактически лишь в сухотунгусинской свите верхней части среднего рифея Туруханского поднятия, где они тесно ассоциируют с энтофизалесовыми цианобактериями *Eoentophysalis dismallakesensis* (Sergeev et al., 1997; Sharma, Sergeev, 2004). Многие исследователи объясняют биостратиграфический парадокс вертикальной дифференциации ассоциаций эволюционно консервативных цианофит именно эволюцией грунтов. Доминировавшие в раннем протерозое и раннем–среднем рифее твердые грунты, образованные за счет ранней литификации при формировании преципитатов, наиболее охотно колонизировались энтофизалесовыми цианобактериями. Кроме того, специфические фациальные условия формирования преципитатов способствовали тотальной герминации нитей ностоковых цианофит (Knoll, Sergeev, 1995; Sergeev et al., 1995; Kah, Knoll, 1996; Bartley et al., 2000). Поэтому, когда в позднем рифее начали преобладать мягкие грунты, в значительной степени изменился и состав микробиот: количество энтофизалесовых и ностоковых цианофит резко сократилось, зато в большом количестве появились стебельковые цианобактерии *Polybessurus*, колонизирующие именно мягкие субстраты (Kah, Knoll, 1996).

В целом ассоциация микрофоссилий авзянской свиты дает уникальный шанс взглянуть на тот переходный момент, когда в составе протерозойских ассоциаций микроорганизмов сосуществовали как энтофизалесовые, так и стебельковые цианобактерии, и протекала экспансия одноклеточных эукариотных водорослей в прокариотные экосистемы.

ОПИСАНИЕ МИКРОФОССИЛИЙ

Ниже приводится описание вновь найденных форм, а также переописывается несколько таксонов ранее определенных в составе микробиоты под другими названиями. Весь описанный материал хранится в ГИН РАН, коллекция № 4688.

ЦАРСТВО EUBACTERIA WOESE AND FOX, 1977
ОТДЕЛ CYANOBACTERIA STANIER ET AL., 1978
КЛАСС COCCOGONEAE THURET, 1875
ПОРЯДОК CHROOCOCCALES WETTSTEIN, 1924
СЕМЕЙСТВО ENTOPHYSALIDACEAE GEITLER, 1932

**Род *Eoentophysalis* Hofmann emend.
Mendelson et Schopf, 1982**

Типовой вид. *Eoentophysalis belcherensis* Hofmann, 1976.

***Eoentophysalis dismallakesensis* Horodyski et Donaldson, 1980**

Табл. I, фиг 1–4, 6

Eoentophysalis dismallakesensis Horodyski, Donaldson, 1980, p. 146–149, fig. 10 A-D, 11 A-F, G, 12 A, B; Огурцова, Сергеев, 1987, табл. X, 11, 12; Сергеев, 1992а, с. 83, табл. XXII, 7–9; Сергеев и др., 1994, с. 33, табл. II, 1–10.

Eoentophysalis arcata Mendelson, Schopf, 1982, p. 76, 77, pl. 2, fig. 1a-b, text-fig. 5, 6; Янкаускас и др., 1989, с. 90, табл. XIX, 11–12; Schopf, 1992, pl. 10, fig. E; Knoll, Sergeev, 1995, fig. 5; Петров и др., 1995, табл. I, 11.14, 16.17; Sergeev et al., 1997, p. 222–224, fig. 10A–10D, 11A–11F.

Eoentophysalis yudomatica Lo, 1980, p. 146–150, pl. II, fig. 4–8; Сергеев, 2002, с. 31, табл. I, 5–11.

Eogloeocapsa avzyanica Сергеев, 1992б, стр. 109, табл. IX, 6, 8, 12, табл. X, 5–10; Сергеев, 1992а, стр. 79, табл. VI, 4–10, табл. VII, 9, 12, табл. VIII, 1–10; Sergeev, 1994, p. 245, 246, figs. 5A-H, 6G-I, 7E-G.

Микрофоссилии четвертого типа: Сергеев, 1988, с. 709, рис. 1 е–и.

Eogloeocapsa arcata Головенок, Белова, 1992, с. 115–116, 1а, б, 2, 1993, табл. I, а–г, рис. 4.

Unnnamed microfossils Головенок, Белова, 1993, табл. II, фиг. 3.

Голотип. Геологическая Служба Канады, шлиф № 57987; нижний рифей, группа Дизмал Лейкс, Северная Америка.

Описание. Многослойные сфероиды, встречающиеся в диадах, триадах и тетрадах, и образующие колонии, в которых насчитывается от нескольких до нескольких тысяч экземпляров. Морфология колоний сильно изменчива, они варьируются от “рыхлых, разреженных” скоплений глеокапсовидных сфероидов до агрегатов неправильной или кубовидной формы и пальмеллоидных колоний, образующих многослойные непрерывные или дискретные сферической или полусферической формы корковидные дерновинки-маты, покрывающие значительные площади. Морфология отдельных сфероидов изменяется от шаровидной до эллипсовидной и часто вытянутой-эллипсовидной, отражающей вероятно одно-

направленный ускоренный рост водорослей, пытавшихся избежать захоронения при высокой скорости накопления осадка. По периферии многие колонии окрашены в темно-коричневый цвет, но это не всегда характерно для представителей данного вида. Достаточно часто сфериоиды сохраняются только по периферии колоний, оставляя их центральные части незаполненными. Наружные слои оболочек сфериоидов полупрозрачные, стенки тонкозернистые, толщиной около 0.5 мкм. Внутренние слои почти непрозрачные, средне- и грубозернистые, толщиной около 1.0 мкм. Непрозрачное шаровидное включение диаметром 0.5–3.0 мкм обычно прикреплено к внутренней стороне центрального слоя оболочки. Внешний диаметр сфериоидов (=диаметр наружного слоя оболочки) изменяется от 6.0 до 22.0 мкм, внутренний (=диаметр центрального слоя оболочки) от 4.0 до 13.0 мкм; диаметр глеокапсовидных колоний изменяется от 15.0 до 45.0 мкм.

Сравнение. *E. dismallakesensis* отличается от *E. belcherensis* большими размерами.

Замечания. 1. Микрофоссилии, отнесенные в данной работе к *E. dismallakesensis*, отличаются от типовой популяции данного вида тем, что имеют несколько больший диаметр у наиболее крупных своих представителей (размеры сфериоидов *E. dismallakesensis* из группы Дизмал Лейкс составляет 4.0–13.0 мкм в длину и 3.0–10.0 мкм в ширину). Однако у сфериоидов типовой популяции *E. dismallakesensis* наружные слои в оболочке превратились в аморфную массу (Horodyski, Donaldson, 1980, Fig. 11) и указанные размеры сфериоидов из этой толщи фактически соответствуют внутреннему диаметру сфериоидов, описываемых в данной работе.

2. Первоначально *E. dismallakesensis* из катаскинской подсвиты авзянской свиты была описана как *Eogloeocapsa avzyanica* (Сергеев, 1992б) в связи с тем, что обнаруженные колонии были глеокапсовидного облика, а настоящие прикрепленные пальмелоидные колонии не были встречены. При переизучении популяции данных коккоидных микрофоссилий из авзянской свиты стало очевидно, что они демонстрируют такие диагностические признаки энтофизалесовых водорослей как односторонний, поляризованный рост и прикрепленные пальмелоидные колонии, хотя последние и встречаются крайне редко, что объясняется локально высокой скоростью осадконакопления (Сергеев, 1992а, б; Sergeev, 1994). Таким образом, признаки энтофизалесов стали очевидны для остатков этих микроорганизмов и возникла необходимость их перевода в состав рода *Eoentophysalis*.

3. После тщательного переизучения ископаемых популяций *E. dismallakesensis* из дебенгдинской, *E. arcata* из сухотунгусинской свиты и *E. yudomatica* из юдомской серии стало ясно, что они идентичны морфологически и морфометрически по всем параметрам и принадлежат к одному и тому же виду, который, согласно правилу приоритета, должен быть назван *E. dismallakesensis*. Этот вид отличается от *E. belcherensis* главным образом большими размерами сфериоидов. Однако неясны отличия *E. dismallakesensis* от других крупных представителей рода *Entophysalis* – *E. croxfordii* (Muir, 1976) и *E. magna* (McMenamin et al., 1983), чьи диаметры сфериоидов достигают 20.0 мкм и более. Дальнейшие исследования могут показать, что эти два вида также являются синонимами *E. dismallakesensis* или вообще не имеют отношения к роду *Entophysalis* как это случилось со случайными посмертными скоплениями клеток хроококковых цианобактерий *Gloeodiniopsis lamellosa* из миньярской свиты, которые сначала ошибочно были приняты за колонии *E. yudomatica* (Сергеев, Крылов, 1986).

Распространение. Средний рифей, группа Дизмал Лейкс, Канада, дебенгдинская свита, Оленекское поднятие, Сибирь, авзянская свита, Южный Урал; средний – верхний рифей, сухотунгусинская свита, Туруханская поднятие, Сибирь; верхний рифей? или венд?, чичканская свита, Южный Казахстан; венд, юдомская серия, Учуро-Майский район.

Материал. Несколько сот колоний из катаскинской подсвиты авзянской свиты.

КЛАСС HORMOGONEAE THURET, 1875
ПОРЯДОК OSCILLATORIALES ELENKIN, 1949
СЕМЕЙСТВО OSCILLATORIACEAE (S.F. GRAY)
DUMORTIER EX KIRCHNER, 1898

Род *Eomicrocoleus* Horodyski et Donaldson, 1980

Типовой вид. *Eomicrocoleus crassus* Horodyski et Donaldson, 1980.

Eomicrocoleus sp.

Табл. I, фиг. 7–9

Описание. Параллельно расположенные трихомы, окруженные или не окруженные общим чехлом. Трихомы плохо сохранились и по-видимому подверглись сжатию после гибели микробионтов, их поперечные перегородки практически неразличимы; боковые стенки грубозернистые, диаметр трихомов составляет 1.0–2.0 мкм. Диаметр окружающего трихомы чехла (когда присутствует) составляет 4.0–40.0 мкм, стенка обычно грубозернистая толщиной около 1 мкм.

Замечания. *Eomicrocoleus* sp. из каталинской подсвиты авзянской свиты по своим морфометрическим параметрам практически не отличается от *E. crassus*, однако худшая сохранность материала заставила определить эту форму по открытой номенклатуре.

Материал. Около десяти не очень хорошо сохранившихся нитей из каталинской подсвиты авзянской свиты.

ПОРЯДОК NOSTOCALES ИЛИ OSCILLATORIALES

Под *Siphonophycus* Schopf emend.

Knoll et Golubic, emend. Knoll, Swett et Mark, 1991

Типовой вид. *Siphonophycus kestron* Schopf, 1968.

***Siphonophycus solidum* (Golub) comb.**

Butterfield, 1994

Табл. I, фиг. 11, 12

Siphonophycus solidum Butterfield et al., 1994, p. 67, fig. 25H-I, 27D; Sergeev et al., 1997, p. 231, fig. 14I, 14K; Сергеев, Ли, 2001, с. 11, табл. I, 1–3; Sergeev, 2001, p. 442–443, fig. 7.7; Сергеев, 2002, табл. II, 15.

Omalophyllum solidum Golub: Голуб, 1979, с. 151, табл. 31, 1–4, 7.

Large-diameter “Oscillatoriacean” sheaths: Mendelson, Schopf, 1982, p. 62–63, pl. 3, fig. 4, 5.

Siphonophycus sp.: Сергеев, 1992 б, табл. IX, 5; Sergeev, 1994, p. 251, fig. 10A.

Siphonophycus sp. 2: Сергеев, 1992 а, табл. X, 2.

Микрофоссилии третьей категории: Сергеев, 1988, с. 709, рис. 16.

(полная синонимика приводится в монографии N. Butterfield et al., 1994)

Голотип. Коллекция Всероссийского геологического института (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия, препарат № R-163/3; верхний венд; смоленская свита (Руднянская скважина, интервал 747.8–763.3 м); Восточно-Европейская платформа, северная часть Оршанской впадины, Россия.

Описание. Неветвящиеся несептированные полые трубчатые образования, встречающиеся в основном отдельными экземплярами. Диаметр трубчатых образований 16.0–20.0 мкм; структура наружной поверхности и боковой стенки гладкая или мелкозернистая, толщиной около 1.0 мкм. Максимальная длина встречающихся нитей достигает 150 мкм (неполностью сохранившийся экземпляр).

Сравнение. Отличается от других видов рода *Siphonophycus* большим диаметром.

Замечания. В реветской микробиоте *Siphonophycus solidum* обычно встречается отдельными рассеянными экземплярами в ассоциации с нитя-

ми *S. robustum* и сфероидами *G. lamellosa*. Возможно полые трубчатые образования *S. solidum* являются пустыми чехлами нитей относительно большого диаметра монотрихомотозных *Lyngbya*-подобных или политрихомотозных *Microcoleus*-подобных цианобактерий.

Распространение. Широко представлен в протерозойских ассоциациях микрофоссилий.

Материал. Несколько десятков экземпляров из реветской подсвиты авзянской свиты.

INSERTAE SEDIS

Под *Paratetraphycus* Zhang Z., emend. Zhang Y. et al., 1998

Типовой вид. *Paratetraphycus giganteus* Zhang Z., 1985.

***Paratetraphycus* aff. *P. giganteus* Zhang Z., emend.
Zhang Y. et al., 1998**

Табл. II, фиг. 7–9

Paratetraphycus giganteus Zhang Z., 1985, p. 166, pl. I, figs. 1, 4, 6, 7; pl. II, fig. 6; Yuan, Hofmann, 1998, p. 208, figs. 12 A-D; Zhang Y. et al., 1998, p. 46, figs. 20.4–20.8.

Gloeodiniopsis lamellosa (partim): Сергеев, 1992 а, табл. IX, 5, 6, 8, 9 Sergeev, 1994, fig. 8G (полная синонимика приводится в работе Yuan, Hofmann, 1998).

Голотип. Палеоботаническая коллекция Пекинского университета № 62354, шлиф № M-21-1A, координаты England Finder S-24-2; венд, формация Доушаньто, Китай.

Описание. Сфероиды с однослойной оболочкой, встречающиеся поодиночно, в диадах, триадах, тетрадах (плоские и пирамидальные) и в колониях из нескольких десятков экземпляров, в которых они плотно прижаты друг к другу. Оболочка сфероидов обычно полупрозрачная, сферической или вытянутой, эллипсовидной формы; ее наружная поверхность и боковая стенка среднезернистые, толщина последней 1.0–1.5 мкм. Диаметр сфероидов изменяется от 20.0 до 50.0 мкм. Оболочки, окружающие группы сфероидов, прозрачные, сферической или неправильной формы, одно- или двуслойные и имеют диаметр 30.0–100.0 мкм; наружная поверхность и боковая стенка оболочки среднезернистая, толщина последней составляет 1.0–2.0 мкм. Дочерние сфероиды, присутствующие внутри общей оболочки, полупрозрачные, имеют диаметр 4.0–8.0 мкм и среднезернистую боковую стенку толщиной 1.0–1.5 мкм.

Сравнение. Моновидовой род.

Замечания. Обнаруженные в каталинской подсвите сфероиды первоначально были определены как *Gloeodiniopsis lamellosa* (Сергеев, 1992а, б). Однако последние находки показали, что эти

формы имеют значительно более крупные размеры и, по-видимому, относятся к остаткам эукариотных водорослей. По особенностям морфологии они наиболее напоминают *Paratetraphycus giganteus*, описанный из формации Доушаньто нижнего венда Китая (Zhang, 1985; Zhang et al., 1998; Yuan, Hofmann, 1998, и др.), хотя и превосходят их по размерам. *Paratetraphycus* по морфометрическим параметрам обычно сравнивается с красными бангивыми водорослями (Zhang et al., 1998), и находки в авзянской биоте данных форм в целом могут рассматриваться как один из этапов эволюции эукариотных микроорганизмов поскольку в примерно одновозрастных отложениях формации Хантинг Северной Америки найдены древнейшие несомненные остатки нитчатых бангивых водорослей (Butterfield, 2000, 2001). Однако авзянские формы, как менее определенные с точки зрения морфометрических параметров, требуют более осторожного подхода и поэтому в статье они рассматриваются как *Insertae sedis*. Вообще, эти микрофоссилии могут оказаться остатками и других эукариотных водорослей, например зеленых.

Распространение. Средний рифей, авзянская свита, Южный Урал; венд, формация Доушаньто, Китай.

Материал. Несколько сотен экземпляров из каталинской подсвиты авзянской свиты.

Род *Leiosphaeridia* Eisenack, 1958

Типовой вид. *Leiosphaeridia baltica* Eisenack, 1958

Leiosphaeridia jacutica (Timofeev),
comb. *Mikhailova et Jankauskas, 1989*

Табл. II, фиг. 6

Leiosphaeridia jacutica (Timofeev): Янкаускас и др., 1989, стр. 77–78, табл. XII, За, 3б, 7, 9; Butterfield et al., 1994, р. 42, fig. 16Н; Sergeev, 1999, пл. 1, fig. 8; Sergeev, 2001, р. 444, fig. 8.7–8.10 (полная синонимика приводится в монографии Янкаускас и др., 1989).

Голотип. Палеонтологическая коллекция Института геологии и геохронологии докембрия, Санкт-Петербург, Россия, препарат № 452/1; верхний рифей, лахандинская серия, нерюенская свита, Учуро-Майский район, Сибирь (голотип утерян).

Паратип. Палеонтологическая коллекция Института геологии и геохронологии докембрия, Санкт-Петербург, Россия, препарат № 1821/1; верхний рифей, деревнинская свита, Туруханская поднятие, Сибирь.

Описание. Одиночные сфероиды с однослойной непрозрачной оболочкой. Наружная поверхность и стенка сфероидов грубозернистые или гранулированные, толщина последней составляет

2.0–3.0 мкм. Диаметр сфероидов изменяется от 80.0 до 225.0 мкм.

Сравнение. *L. jacutica* отличается от других видов рода *Leiosphaeridia* диаметром сфероидов и толщиной оболочки (Янкаускас и др., 1989, с. 24–25, табл. III).

Замечания. В работе автор следует формальной классификации морфологически простых коккоидных фитопланктонных микрофоссилий и видов рода *Leiosphaeridia*, предложенной в коллективной монографии Т.В. Янкаускас и др. (1989). Согласно этой классификации, в род *Leiosphaeridia* включаются все морфологически простые гладкостенные микрофоссилии сферической формы диаметром менее 1000 мкм. В этом понимании род *Leiosphaeridia* включает многие таксоны, описанные ранее как представители других родов: *Trachysphaeridium*, *Kildinella*, *Protoleiosphaeridium*, и мелкие формы рода *Chuaria*. Подразделение рода *Leiosphaeridia* на виды также чисто формальное и основывается на диаметре сфероидов и толщине их стенки. Вид *L. jacutica* включает морфологически простые сфероиды диаметром 70–800 мкм с непрозрачной или полупрозрачной однослойной оболочкой с толстой (2.0 мкм и более) стенкой.

Распространение. Встречается во многих ассоциациях протерозойских микрофоссилий.

Материал. 10 экземпляров из каталинской подсвиты авзянской свиты.

Leiosphaeridia atava (Naumova) emend. Jankauskas, 1989

Табл. II, фиг. 1

Leiosphaeridia atava Наумова 1960, табл. III, 15; Янкаускас и др., 1989, с. 74–75, табл. X, 4–7 (полная синонимика приводится в монографии Янкаускас и др., 1989).

Голотип. Палеонтологическая коллекция ИГГДокембрия, Санкт-Петербург, Россия, препарат № 452/1; верхний рифей, лахандинская серия, нерюенская свита, Учуро-Майский район, Сибирь (голотип утерян).

Описание. Одиночные сфероиды с однослойной полупрозрачной оболочкой. Наружная поверхность и стенка сфероидов тонкозернистые, толщина последней составляет около 1.5 мкм. Размеры сфероидов достигают величины 180.0–250.0 мкм.

Сравнение. *L. atava* отличается от других видов рода *Leiosphaeridia* диаметром сфероидов и толщиной оболочки (Янкаускас и др., 1989, с. 24–25, табл. III).

Распространение. Встречается во многих ассоциациях протерозойских микрофоссилий.

Материал. Два экземпляра из катааскинской подсвиты авзянской свиты.

**Leiosphaeridia crassa (Naumova) emend.
Jankauskas, 1989**

Табл. II, фиг. 2 а–в, 5

Leiosphaeridia crassa Наумова, 1949, табл. I, 3; Янкаускас и др., 1989, с. 75–76, табл. IX, 5–10; Butterfield et al., 1994, р. 40–42, fig. 16F, 23K (полная синонимика приводится в монографии Янкаускас и др., 1989).

Голотип. Наумова, 1949, табл. I, 3; Палеонтологическая коллекция ИГГД, Санкт-Петербург, Россия, препарат № 452/1; нижний кембрий, лонтовасская свита, Эстония.

Описание. Одиночные сфероиды с однослойной непрозрачной оболочкой. Наружная поверхность и стенка сфероидов грубозернистые или гранулированные, толщина последней более 2.0 мкм. Диаметр сфероидов изменяется от 30.0 до 70.0 мкм.

Сравнение. *L. crassa* отличается от других видов рода *Leiosphaeridia* диаметром сфероидов и толщиной оболочки (Янкаускас и др., 1989, с. 24–25, табл. III).

Замечание. На поверхности некоторых экземпляров *L. crassa* наблюдаются шипы (табл. II, фиг. 2 а–в), но пока не совсем ясно имеют они первичное или вторичное происхождение.

Распространение. Встречается во многих ассоциациях протерозойских микрофоссилий.

Материал. 47 экземпляров из катааскинской подсвиты авзянской свиты.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 04-05-65101, № 02-05-64333, полевого гранта РФФИ № 99-05-64054, Приоритетной программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 25, и Корейской Исследовательской Ассоциации KRF-2000-D00295.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Венецкая С.Л., Герасименко Л.М. Электронно-микроскопическое изучение микроорганизмов в галофильном цианобактериальном сообществе // Микробиология. 1988. Т. 57. Вып. 3. С. 450–457.

Вейс А.Ф., Козлова Е.В., Воробьева Н.Г. Органостенные микрофоссилии типового разреза рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 9. С. 20–36.

Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н., Воробьева Н.Г., Ли Сень-Джо. Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Южного Урала (Башкирский мегантиклиниорий) и Приуралья (Камско-Бельский авлакоген // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3–28.

Вейс А.Ф., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии типового разреза верхнего рифея

(Карагатавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 19–44.

Гарань М.И. Корреляция разрезов верхнедокембрийских образований Урала // Стратиграфия СССР. М.: ГОНТИ, 1963. Т. 2. Верхний докембрий. С. 114–204.

Головенок В.К., Белова М.Ю. Микрофоссилии в кремнях из сухотунгусской свиты рифея Турханского поднятия // Докл. АН СССР. 1992. Т. 323. № 1. С. 114–118.

Головенок В.К., Белова М.Ю. Микрофоссилии в кремнях из рифейских отложений Турханского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 51–62.

Голуб И.Н. Новая группа проблематичных микрообразований в вендских отложениях Оршанской впадины (Русская платформа) // Палеонтология докембрая и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 147–155.

Келлер Б.М. Тектоническая история и формирование верхнего докембрая. Итоги науки и техники. Сер. Общая геология. М.: ВИНТИ, 1973. 120 с.

Келлер Б.М., Янкаускас Т.В. Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 58–68.

Келлер Б.М., Козлов В.И., Ротарь А.Ф. Средний рифей (юрматиний) // Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. С. 30–49.

Козлов В.И., Краснобаев А.А., Ларионов Н.Н. и др. Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 1989. 208 с.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Ларионов Н.Н. и др. Верхний докембрый Южного Урала и сопредельных районов востока Русской плиты // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 85–93.

Козлова Е.В. Органостенные микрофоссилии из отложений авзянской свиты Южного Урала // Верхний докембрый Южного Урала и Востока Русской плиты. Уфа: УНЦ РАН, 1993. С. 60–68.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. С. 140–152.

Крылов И.Н., Сергеев В.Н. Рифейские микрофоссилии Южного Урала в районе г. Куса // Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрая Южного Урала и Приуралья. Уфа: Башкирский филиал АН СССР, 1986. С. 95–109.

Маслов А.В., Анфимов Л.В. Авзянская рудоносная свита среднего рифея Южного Урала (литостратиграфия, условия образования, минерагения). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 132 с.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. Осадочные последовательности рифея типовой местности. Уфа: ГП Принт, 1998. 225 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т 1. 351 с.

Михайлова Н.С., Подковыров В.Н. Новые данные по органостенным микрофоссилиям верхнего докембра Юрала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 111–123.

Наговицин К.Е. Окремненные микробиоты верхнего рифея Енисейского кряжа // Новости палеонтологии и

стратиграфии (приложение к журналу "Геология и геофизика"). Т. 41. Вып. 2–3. 2000. С. 7–31.

Наговицин К.Е. Новые сложные формы микрофоссилий среднего рифея (Енисейский кряж) // Палеонтол. журн. № 3. 2001а. С. 5–13.

Наговицин К.Е. Микрофоссилии и стратиграфия верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГМ СО РАН. 2001б. 24 с.

Наумова С.Н. Споры нижнего кембрия// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 4. С. 49–56.

Наумова С.Н. Споро-пыльцевые комплексы рифейских и нижнекембрийских отложений СССР // Междунар. Геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1960. С. 109–116.

Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.

Огурцова Р.Н., Сергеев В.Н. Микробиота чичканской свиты верхнего докембрия Малого Карагату (Южный Казахстан) // Палеонтол. журн. 1987. № 2. С. 107–116.

Петров П.Ю., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Развитие рифейской карбонатной платформы и распределение на ней окремненных микрофоссилий (сухотунгусинская свита Турханского поднятия Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 79–99.

Решения III Всероссийского совещания "Общие вопросы расчленения докембрия"// Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 101–106.

Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.

Сергеев В.Н. Окременные микрофоссилии в стратотипе среднего рифея на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 3. С. 708–710.

Сергеев В.Н. Окременные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992а. 134 с.

Сергеев В.Н. Окременные микрофоссилии авзянской свиты Южного Урала // Палеонтол. журн. № 2. 1992б. С. 103–112.

Сергеев В.Н. Окременные микрофоссилии юдомской серии венда Учуро-Майского региона Сибири: фациальная зависимость и биостратиграфические возможности // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 6. С. 20–39.

Сергеев В.Н. Окременные микрофоссилии докембрия: природа, классификация, фациальная приуроченность и биостратиграфическое значение. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 54 с.

Сергеев В.Н., Крылов И.Н. Микрофоссилии миньярской свиты бассейна реки Инзер // Палеонтол. журн. № 1. 1986. С. 84–95.

Сергеев В.Н., Ли Сень-Джо. Микрофоссилии в кремнях светлинской свиты среднего рифея Учуро-Майского района Сибири и их биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 1. С. 3–12.

Сергеев В.Н., Ли Сень-Джо. Новые данные об окремненных микрофоссилиях саткинской свиты стратотипа нижнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 3–26.

Сергеев В.Н., Нолл Э.Х., Колосова С.П., Колосов П.Н. Микрофоссилии в кремнях из мезопротерозойской (среднерифейской) дебенгдинской свиты Оленекского поднятия Северо-Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 23–38.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1945. 130 с.

Шонф Д.В., Дольник Т.А., Крылов И.Н. и др. Микрофоссилии в строматолитовых породах докембрия СССР// Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 104–109.

Якишин М.С. Водорослевая микробиота нижнего рифея Анабарского поднятия. Новосибирск: Наука, 1991. 61 с.

Янкаускас Т.В. Нижнерифейские микробиоты Южного Урала // Докл. АН СССР. 1979а. Т. 247. № 6. С. 1465–1467.

Янкаускас Т.В. Среднерифейская микробиота Южного Урала // Докл. АН СССР. 1979б. Т. 248. № 1. С. 190–193.

Янкаускас Т.В. Микрофоссилии рифея Южного Урала // Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. С. 84–120.

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

Bartley J.K., Knoll A.H., Grotzinger J.P., Sergeev V.N. Lithification and fabric genesis in precipitated stromatolites and associated peritidal carbonates. Mesoproterozoic Billiakh Group, Siberia // SEPM Special Publication. 2000. V. 67. P. 59–73.

Butterfield N.J. Bangiomorpha pubescens n. gen., n. sp.: implications for the evolution of sex, multicellularity and the Mesoproterozoic–Neoproterozoic radiation of eukaryotes // Paleobiology. 2000. V. 26. P. 386–404.

Butterfield N.J. Paleobiology of the late Proterozoic (ca. 1200 Ma) Hunting Formation, Somersed Island, Arctic Canada // Precambr. Res. 2001. V. 111. P. 235–256.

Butterfield N. J., Knoll A.H., Swett K. Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfjellet Formation, Spitsbergen // Fossils and Strata. 1994. № 34. 84 p.

Golubic S. Organisms that build stromatolites / Ed. Walter M.R. Stromatolites. Amsterdam–Oxford–N.Y.: Elsevier, 1976. P. 113–126.

Golubic S., Hofmann H.J. Comparison of Holocene and mid-Precambrian Entophysalidaceae (Cyanophyta) in stromatolitic algal mats: cell division and degradation // J. Paleontol. 1976. V. 50. P. 1074–1082.

Green J.W., Knoll A.H., Golubic S., Swett K. Paleobiology of distinctive benthic microfossils from the Upper Proterozoic Limestone – Dolomite 'Series', central-east Greenland // Amer. J. Bot. 1987. V. 74. № 6. P. 928–940.

Grotzinger J.P. Trends in Precambrian carbonate sediments and their implication for understanding evolution // Early Life on Earth / Ed. Bengtson S. N. Y.: Colombia University Press, 1994. P. 245–258.

- Grotzinger J.P.* Evolution of Early Proterozoic passive-margin carbonate platform, Rocknest Formation, Wopmay Orogen, Northwest Territories, Canada // *J. Sediment. Petrolog.* 1986. V. 56. P. 831–847.
- Grotzinger J.P.* Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: Emergence of the modern platform archetype // *Controls on Carbonate Platform and Basin Development / Eds Greville P.D., Wilson J.L., Sarg J.F., Read J.F. SEPM. Special Publication*, 1989. V. 44. P. 79–106.
- Horodyski R.J., Donaldson J.A.* Microfossils from the Middle Proterozoic Dismal Lakes Group, Arctic Canada // *Precambr. Res.* 1980. V. 11. P. 125–159.
- Horodyski R.J., Bloeser B., Haar S.V.* Laminated algal mats from a coastal lagoon, Laguna Mormona, Baja California // *J. Sediment. Petrolog.* 1977. V. 47. P. 680–696.
- Hofmann H.J., Jackson C.D.* Shelf-facies microfossils from the Ulusun Group (Proterozoic Bylot Supergroup), Baffin Island, Canada // *J. Paleontol.* V. 65. 1991. P. 361–382.
- Javaux E.J., Knoll A.H., Walter M.R.* Morphology and ecological complexity in early eukaryotic ecosystems // *Nature*. 2001. V. 412. № 6872. P. 66–69.
- Kah L.C., Knoll A.H.* Microbenthic distribution of Proterozoic tidal flats: environmental and taphonomic considerations // *Geology*. V. 24. 1996. P. 79–82.
- Kah L.C., Sherman A.G., Narbonne G.M. et al.* δC^{13} stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations // *Canad. J. Earth Sci.* 1999. V. 36. P. 313–332.
- Knoll A.H., Golubic S.* Anatomy and Taphonomy of a Precambrian algal stromatolite // *Precambr. Res.* 1979. V. 10. P. 115–151.
- Knoll A.H., Sergeev V.N.* Taphonomic and evolutionary changes across the Mesoproterozoic–Neoproterozoic transition // *N. Jb. Geol. Paläontol. Abh.* 1995. Bd. 195. Hf. 1–3. P. 289–302.
- Lo S.C.* Microbial fossils from the Lower Yudoma Suite, Earliest Phanerozoic, Eastern Siberia // *Precambr. Res.* 1980. V. 13. P. 109–166.
- McMenamin D.S., Kumar S., Awramik S.M.* Microbial fossils from the Kheinjou Formation, Middle Proterozoic Semri Group (Lower Vendyan), Son Valley Area, Central India // *Precambr. Res.* V. 21. № 1/2. 1983. P. 247–271.
- Mendelson C.V., Schopf J.W.* Proterozoic microfossils from the Sukhaya Tunguska, Shorikha, and Yudoma Formations of the Siberian platform, USSR // *J. Paleontol.* V. 56. 1982. P. 42–83.
- Muir M.D.* Proterozoic microfossils from the Amelia Dolomite, McArthur Basin, Northern Territory // *Alcheringa*. 1976. V. 1. № 1. P. 143–158.
- Nyberg A.Y., Schopf J.W.* Microfossils in stromatolitic cherts from the Upper Proterozoic Min'yar formation, Southern Ural Mountains, USSR // *J. Paleontol.* 1984. V. 58. № 3. P. 738–772.
- Schopf J.W.* Atlas of representative Proterozoic microfossils / Eds Schopf J.W., Klein C. *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. P. 1055–1118.
- Schopf J.W., Dolnik T.A., Krylov I.N. et al.* Six new stromatolitic microbiotas from the Proterozoic of the Soviet Union // *Precambr. Res.* 1977. V. 4. № 3. P. 269–284.
- Sergeev V.N.* Microfossils in cherts from the Middle Riphean (Mesoproterozoic) Avzyan Formation, southern Ural Mountains, Russian Federation // *Precambr. Res.* 1994. V. 65. P. 231–254.
- Sergeev V.N.* Silicified microfossils from transitional Meso-Neoproterozoic deposits of the Turukhansk Uplift, Siberia // *Boll. della Soc. Paleontol. Ital.* 1999. V. 38. № 2–3. P. 287–295.
- Sergeev V.N.* Paleobiology of the Neoproterozoic (Upper Riphean) Shorikha and Burovaya Silicified microbiotas, Turukhansk Uplift, Siberia // *J. Paleontol.* 2001. V. 75. № 2. P. 427–448.
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Grotzinger J.P.* Paleobiology of the Mesoproterozoic Billiakh Group, Anabar Uplift, Northeastern Siberia // *J. Paleontol.* 1995. V. 69. Memoir 39. 37 p.
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Petrov P.Yu.* Paleobiology of the Mesoproterozoic – Neoproterozoic Transition: The Sukhaya Tunguska Formation, Turukhansk Uplift, Siberia // *Precambr. Res.* 1997. V. 85. P. 201–239.
- Sharma Mukund, Sergeev V.N.* Genesis of carbonate precipitate patterns and associated microfossils in Mesoproterozoic formations of India and Russia – a comparative study // *Precambr. Res.* 2004. V. 134. P. 317–347.
- Xiao S., Knoll A.H., Kaufman A.J. et al.* Neoproterozoic fossils in Mesoproterozoic rocks? Chemostratigraphic resolution of a biostratigraphic conundrum from the North China Platform // *Precambr. Res.* 1997. V. 84. P. 197–220.
- Yan Y., Zhu S.* Discovery of acanthomorphic acritarchs from the Baicaoping Formation in Yongji, Shanxi and its geological significance // *Acta Micropaleontol. Sinica*. V. 9. № 3. 1992. P. 267–282.
- Yin L.* Acanthomorphic acritarchs from Meso-Neoproterozoic shales of the Ruyang Group, Shanxi, China // *Rev. Palaeobot. and Palynolog.* 1997. V. 98. P. 15–25.
- Yuan Xunlai, Hofmann H.J.* New microfossils from the Neoproterozoic (Sinian) Doushantuo Formation, Guizhou Province, southwestern China // *Alcheringa*. 1998. V. 22. P. 189–222.
- Zhang Y.* Proterozoic stromatolite microfloras of the Gaoyuzhuang Formation (Early Sinian: Riphean), Hebei, China // *J. Paleontol.* 1981. 1981. V. 55. P. 485–506.
- Zhang Y., Yin L., Xiao S., Knoll A.H.* Permineralised fossils from the terminal Proterozoic Doushantuo Formation, South China // *J. Paleontol.* 1998. V. 72. Memoir 50. 52 p.
- Zhang Z.* Cocoid microfossils from the Doushantuo Formation (Late Sinian) of Southern China // *Precambr. Res.* 1985. V. 28. P. 163–173.

Рецензент М.А. Федонкин

УДК 563.125.6:551.735/.736(612)

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ГЖЕЛЬСКИХ ФУЗУЛИНИД В ЦЕНТРАЛЬНОМ ИРАНЕ

© 2006 г. Э. Я. Левен*, Горгидж Мохаммад Н.**

*Геологический институт РАН, Москва

**Департамент геологии, факультет естественных наук Систан-Белуджистанского университета, Захедан, Иран (Department of Geology, Faculty of Sciences, Sistan and Baluchestan University, Zahedan, Iran)

Поступила в редакцию 24.06.2004 г., получена после доработки 11.11.2004 г.

Описаны, впервые установленные в Центральном Иране, отложения гжельского яруса. С большим перерывом они залегают на отложениях московского яруса и вместе с ассельским ярусом, по-видимому, образуют единую карбонатную формацию, отвечающую формации Заладу Восточного Ирана. Последняя коррелируется с формациями Важнан района Абаде (Центральный Иран) и Доруд Эльбурса. Комплекс гжельских фузулинид из рассматриваемого разреза хорошо сопоставляется с комплексом зоны *Ultradaiicina bosbytauensis*, выделяемой в верхах гжельского яруса Дарваза, Ферганы, Южного Урала, Донбасса и Карнийских Альп. Описаны два новых вида рода *Schellwienia* – Sch. *anarakensis* и Sch. *stoecklini*. На двух палеонтологических таблицах дано изображение всех гжельских и ассельских фузулинид, встречающихся в разрезе.

Ключевые слова. Фузулиниды, карбон, пермь, стратиграфия, Иран.

ВВЕДЕНИЕ

Хотя охарактеризованные фузулинидами отложения ассельского яруса в Иране известны давно, их изученность остается крайне слабой. Сведения о гжельском ярусе до последнего времени вообще отсутствовали, и считалось, что вся территория Ирана в позднем карбоне располагалась выше уровня моря. При таком состоянии изученности, любые новые находки ископаемых рассматриваемого возраста представляют исключительный интерес. Особенно это относится к фузулинидам, поскольку в Иране пока что только на них опираются датировки гжельского и ассельского ярусов.

К настоящему времени известно лишь одно местонахождение гжельских фузулинид, расположено в горах Озбак-Кух к северу от города Тебес (Восточный Иран) (Leven, Taheri, 2003). Их довольно однообразный комплекс представлен многочисленными руженцевитесами и раузеритесами; встречены также единичные шельвинии и андерсонитесы. Ассельские фузулиниды в Иране уже давно отмечены в ряде разрезов Эльбурса (Stöcklin, 1971; Bozorgnia, 1973; Kahler, 1974; Lys et al., 1978; Jenny-Deshusses, 1983), Центрального Ирана (Sharkovsky et al., 1984; Baghbani, 1993), Восточного Ирана (Kahler, 1974; Leven, Taheri, 2003). Их описание в перечисленных работах, как правило, отсутствует, но в ряде публикаций приведены изображения отдельных видов. Наиболее полно проиллюстрирован довольно разнообраз-

ный комплекс из формации Доруд Восточного Эльбурса (Lys et al., 1978).

В разрезах гор Озбак-Кух гжельские отложения тесно связаны с ассельскими, образуя с ними единую формацию Заладу, отделенную поверхностями стратиграфических несогласий от нижележащей формации Сардар (башкирский и московский ярусы) и от расположенной выше формации Джамал (верхняя пермь) (Leven, Taheri, 2003). В Эльбурсе и в районе г. Абаде Центрального Ирана ассельские фузулиниды приурочены к средней части формации Доруд (Эльбурс) и Важнан (Абаде) (Jenny-Deshusses, 1983; Baghbani, 1993). Они также обособлены поверхностями несогласий от выше- и нижележащих отложений, и не исключено, что нижняя часть этих формаций, как и на востоке Ирана, принадлежит гжельскому ярусу.

Материал, рассматриваемый в настоящей статье, происходит из района Анарак Центрального Ирана (рис. 1). Образцы с гжельскими фузулинидами (обр. A222, A226 и A227) собраны одним из авторов (Горгиджем). Два образца с ассельскими фузулинидами (обр. 17314а и 17314б) в свое время были присланы Левену российскими специалистами, осуществлявшими геологическое картирование района по контракту с иранской стороной. Их предварительные определения вошли в публикацию (Sharkovsky et al., 1984). Ориентированные шлифы как с гжельскими, так и с ассельскими фузулинидами хранятся в лаборатории микро-

палеонтологии Геологического института РАН (колл. № ГИН 4779).

МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ФУЗУЛИНИД И ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Рассматриваемые местонахождения фузулинид расположены недалеко друг от друга в 25 км к юго-востоку от г. Анарак (рис. 1) вблизи вершины горы Кухи-Банди Абдулхусsein (Kuh-e-Bande Abdulhussein) (1625 м.). По опубликованным данным (Sharkovsky et al., 1984) отложения карбона и перми представлены здесь теми же двумя формациями (Сардар и Джамал), которые установлены ранее в более восточных районах Ирана (Stöcklin, 1971; Stepanov, 1971). В соответствии с существовавшими представлениями предполагалось, что соотношения между формациями нормальные стратиграфические. Формация Сардар датирована как каменноугольно-нижнепермская, а формация Джамал – как пермская.

Новые данные по Восточному Ирану (Partoazar, 1995; Leven, Taheri, 2003; Leven et al., в печати) позволили уточнить как возраст формаций Сардар и Джамал, так и соотношения между ними. По этим данным возраст первой из них ограничивается башкирским и московским ярусами. Нижняя часть формации Джамал выделена в самостоятельную формацию Баге-Ванг борорского возраста. Установлена также новая формация Заладу гжельско-ассельского возраста, с большим перерывом залегающая на формации Сардар и также несогласно перекрывающаяся отложениями формаций Баге-Ванг и Джамал. В свете этих данных возникла необходимость пересмотра представлений о разрезе карбона–перми района Анарак. Переизучение разреза осуществлено М.Н. Горгиджем, палеонтологические материалы которого обработаны Э.Я. Левеном и В.И. Давыдовым (Leven et al., в печати). В результате установлено, что, также как и на востоке Ирана, в районе Анарак формация Сардар по возрасту ограничивается башкирским и московским ярусами. При этом в разрезе формации наблюдается, по крайней мере, два стратиграфических перерыва. Вероятно, что также с перерывом на формации Сардар залегают известняки с гжельскими фузулинидами, сопоставимые с формацией Заладу Восточного Ирана. По-видимому, к их верхней части приурочены находки ассельских фузулинид, хотя непосредственными наблюдениями это пока не подтверждено. Не наблюдались также и взаимоотношения ассельских известняков с формацией Джамал, на присутствие которой указывают верхнепермские мелкие фораминиферы, обнаруженные в некоторых изолированных обнажениях (Sharkovsky et al., 1984). На основании имеющихся данных в рассматриваемом районе вырисовыва-

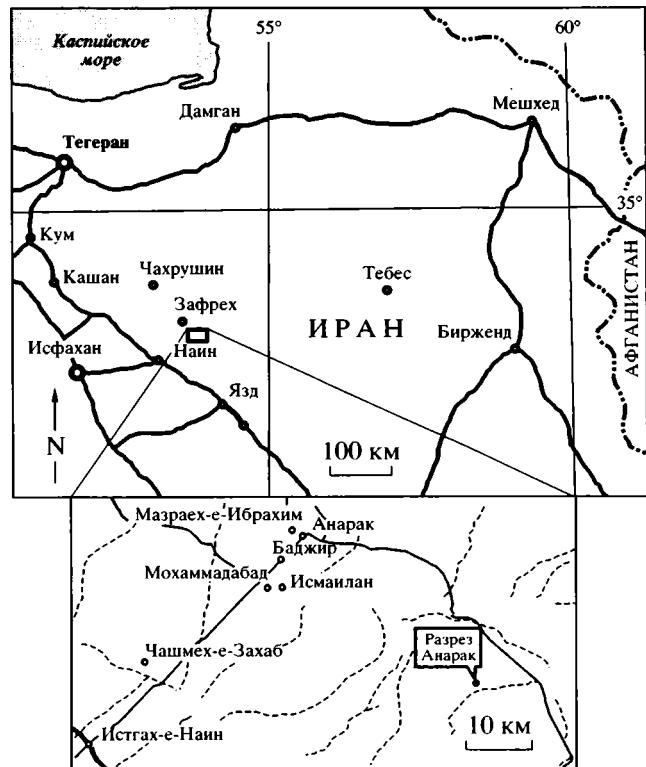


Рис. 1. Местоположение изученного разреза.

ется следующая последовательность слоев (снизу вверх) (рис. 2):

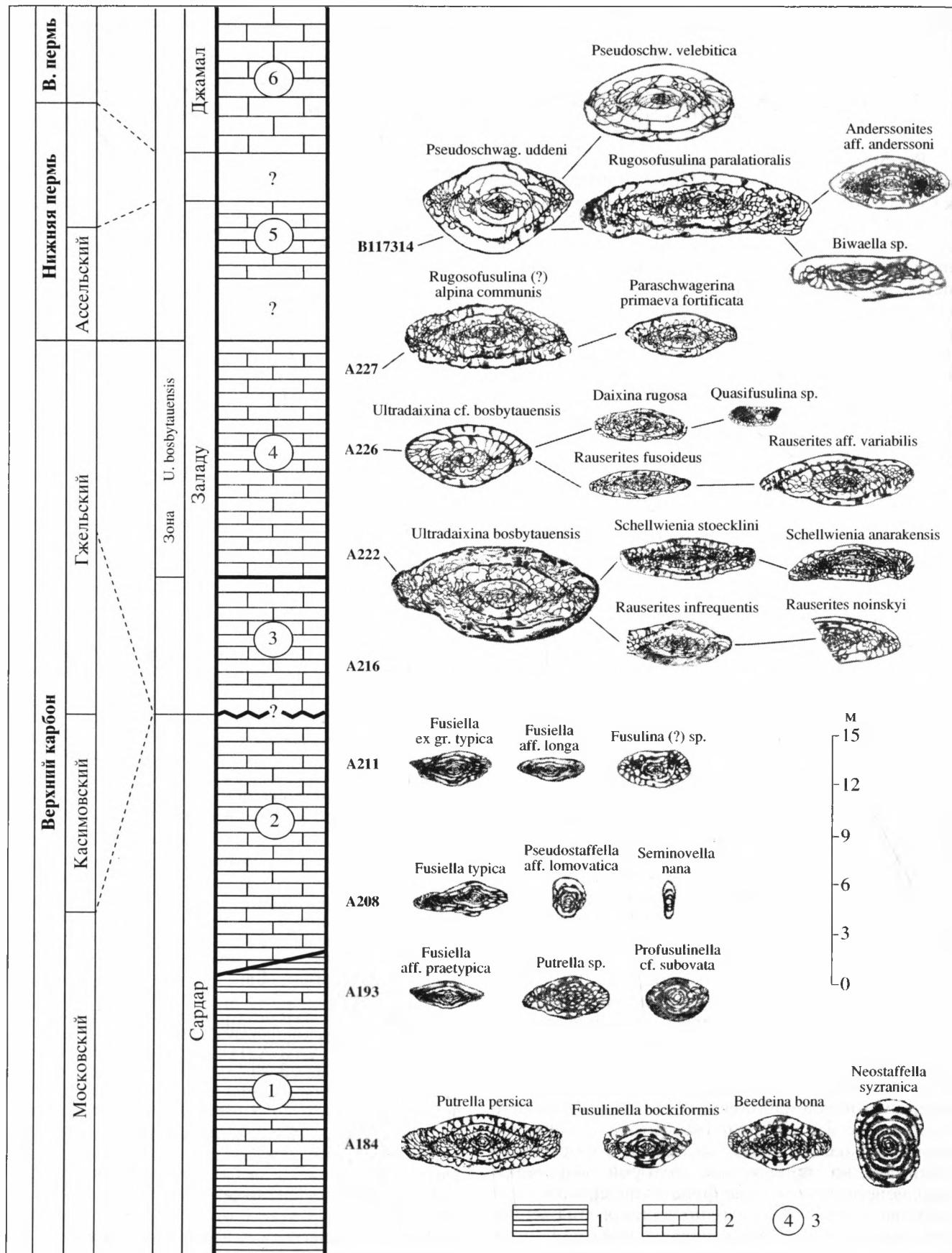
1. Относящееся к верхней части формации Сардар огипсованные сланцы, иногда розовой окраски, с небольшими прослоями известняков и песчаников. В известняках криноиды, брахиоподы, кораллы и разнообразные фораминиферы (*Ozawainella*, *Fusiella*, *Neostaffella*, *Putrella*, *Fusulinella*, *Beedeina* и др., обр. A183-A193) низов верхнего подъяруса московского яруса (Leven et al., в печати).

Разлом?

2. Известняки среднеслоистые желтовато-бурые ожелезненные мелкодетритовые с мелкими зернами кварца и прослоями оолитовых известняков. Встречаются редкие фузулиниды московского возраста – *Seminovella nana* (Kireeva), *Pseudostaffella* aff. *Iomovatrica* *Manukalova-Grebennik*, *Iijina* et *Serezhnikova*, *Eoschubertella obscura procera* (Rauser-Chernousova), *Fusiella* *prae-cursor paraventricosa* Rauser-Chernousova, *F. typica* Lee et Chen, *F. aff. longa* Rumjanzeva, *Fusulina* ? sp., *Bradyinidae* gen. indet., (обр. A208-A211). Часто раковины фузулинид (за исключением фузиелл) снаружи обломаны и покрыты железистой корочкой, что может свидетельствовать об их переотложении. Мощность порядка 13 м.

3. Микритовые известняки, в основании трещиноватые и сильно ожелезненные с ожелезненными же раковинами неопределенных относительно крупных складчатых фузулинид гжельского облика (обр. A216). Мощность 8 м.

Характер налегания слоя 3 на слое 2 неясен. Явных несогласий между ними не наблюдалось.



4. Микритовые известняки типа 3 с прослойми органическими раковинами фузулинидов хорошей сохранности. Отсюда определены *Quasifusulina* sp., *Rugosofusulina* (?) *alpina communis* (Schellwien), *Ultradaixina bosbytauensis* (Bensh). *Rauserites infrequentis* Leven, *R. fusoideus* Leven, *R. noinskyi* (Rauser-Chernousova), *Rauserites R. ishimbaji* (Rozovskaya), *Rauserites aff. stuckenbergi* (Rauser-Chernousova), *Rauserites aff. variabilis* (Rozovskaya), *Rauserites aff. dictiophorus* Rozovskaya, *Rauserites aff. bashkiricus* Rozovskaya, *Rauserites aff. ovalis* (Rozovskaya), *Daixina rugosa* Rozovskaya, *Schellwienia delicata* (Alksne), Sch. *anarakensis* n. sp., Sch. *stoecklini* n. sp., *Schellwienia* sp. I, *Paraschwagerina primaeva fortificata* Rauser-Chernousova (обр. A222, A223, A226, A227). Видимая мощность 14 м.

Закрытый участок склона.

5. Фузулиновые известняки с *Schubertella ex gr. kingi* Dunbar et Skinner, *Biwaella* sp., *Rugosofusulina paralatiatoralis* Suleimanov, *Pseudoschwagerina uddeni* (Beede et Klinker), *P. velebitica* Kochansky-Devidé, *Pseudoschwagerina* sp., *Pseudoschwagerina* sp., *Anderssonites ex gr. anderssoni* (Schellwien). Мощность 30 м.

Стратиграфические соотношения известняков 4 и 5 не установлены, так как последние наблюдались в разных обнажениях. Не исключено, что как те, так и другие, представляют собой разные слои единой карбонатной толщи.

6. В разрозненных обнажениях светлые доломитизированные известняки с *Codonofusilliella* sp., *Pachyphloia* sp., *Langella* sp., *Geinitzina* sp., *Hemigordius* sp.

АНАЛИЗ ФУЗУЛИНИДОВЫХ КОМПЛЕКСОВ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Интересующие нас отложения гжельского возраста начинаются со слоя 3. Фузулиниды из залегающего непосредственно ниже слоя 2 принадлежат московскому ярусу, а точнее – его верхнему подъярусу, на что указывает присутствие фузиелл и плохо сохранившейся раковины, вероятно принадлежащей роду *Fusulina*. Как уже говорилось, характер налегания слоя 3 на слое 2 неясен. Если ориентироваться на фузулинид, образование этих слоев разделено большим промежутком времени, примерно отвечающим касимовскому веку и, вероятно началу гжельского. Учитывая данные по Восточному Ирану, можно предположить, что в это время район Анарака был выведен из области осадконакопления и что слой 3, хотя и имеет с подстилающим слоем стратиграфические контакты, но отделен от него значительным перерывом в осадконакоплении. Можно предположить также, что контакт между рассматриваемыми слоями тектонический, косвенным свидетельством чему может служить сильное ожелезнение пород в зоне контакта. Однако, скорее всего, разлом, если он существует, лишь осложняет нор-

мальные стратиграфические взаимоотношения слоев.

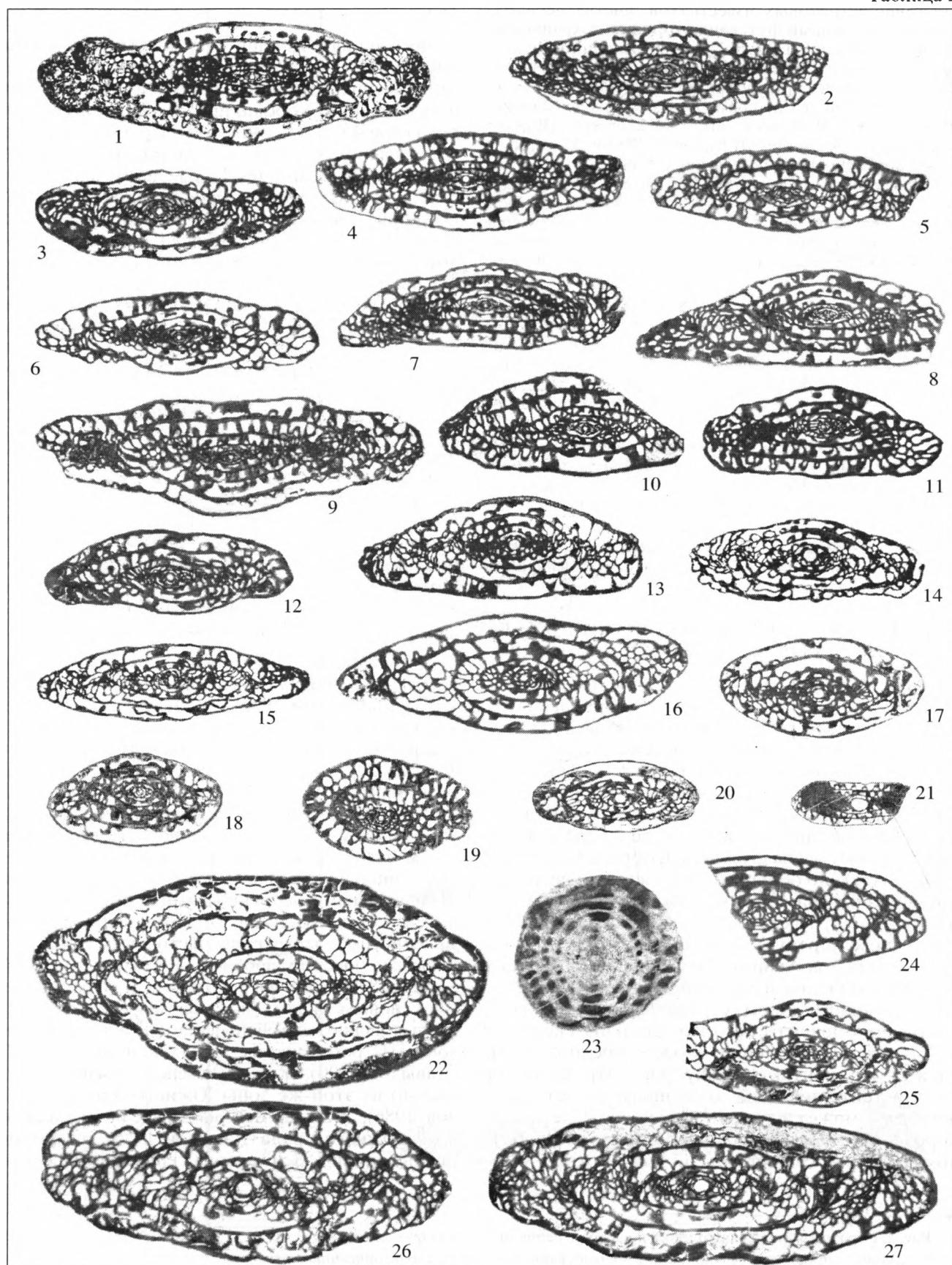
Фузулиниды из слоя 3 не поддаются точному определению из-за плохой сохранности, но их позднекаменноугольный возраст не вызывает больших сомнений. Хорошо представлены фузулиниды в слое 4 (рис. 1, табл. I-II). Преобладающими здесь являются представители родов *Ultradaixina*, *Schellwienia* и *Rauserites*. Роды *Quasifusulina*, *Schubertella*, *Paraschwagerina*, *Rugosofusulina* (?), *Staffella* представлены единичными экземплярами. Весь комплекс, несомненно, принадлежит гжельскому ярусу, точнее – к его верхней зоне *Ultradaixina bosbytauensis* (s. l.). На это, прежде всего, указывает присутствие зонального вида. Кроме рассматриваемого разреза, он описан из разрезов Ферганы, где был установлен впервые, Дарваза, Южного Урала, Донбасса и Карнийских Альп. Всюду он приурочен к слоям, непосредственно подстилающим ассельские и выделяемым в зону *Ultradaixina bosbytauensis-Schwagerina robusta* (рис. 3). Зона примерно отвечает оренбургскому ярусу В.Е. Руженцева (1937), в настоящее время рассматриваемому в составе гжельского яруса, и установлена первоначально в разрезах Дарваза (Левен, Щербович, 1978; Leven, Davydov, 1979). В дальнейшем она выделена также в разрезах Урала (Давыдов, Попов, 1986), Ферганы (Давыдов, 1987), Преддонаецкого прогиба (Левен, 1986), Донбасса (Давыдов, 1990), Карнийских Альп (Forke et al., 1998).

Фузулиниды, сопутствующие ультрадаикситам, не противоречат выводам о возрасте рассматриваемых слоев. Род *Schellwienia*, характерен для второй половины гжельского яруса и низов ассельского. Являясь переходными между нижнегжельскими раузеритесами с более или менее развитыми хоматами и слабой складчатостью септ и ассельскими псевдофузулинами, у которых хоматы отсутствуют, а складчатость септ становится относительно интенсивной и правильной, шельвинии не обладают четко выраженными индивидуальными особенностями и признаются не всеми исследователями. Поэтому виды, которые мы относим к этому роду, часто рассматривались в составе родов *Pseudofusulina*, *Daixina*, *Rugosochusenella*, *Schwagerina* и некоторых других. Близкими к новым видам, описываемым в настоящей статье, являются *Schellwienia delicata* (Alksne) из зоны U. *bosbytauensis* Преддонаецкого прогиба (Давыдов, 1990), "Rugosochusenella" *pseudogregaria* (Bensh) из этой же зоны Южного Урала (Давыдов, 1986), "Daixina" *delicata* Alksne из гжельского яруса Южного Урала (Давыдов, 1986), североамериканский вид "Schwagerina" *emaciata* (Beede), из

Рис. 2. Стратиграфическая колонка и распределение по разрезу фузулинид.

1 – сланцы с прослойми песчаников; 2 – известняки; 3 – номера слоев, описанных в тексте.

Таблица I



слоев, коррелируемых с асельским ярусом (Thompson, 1954), *Schellwienia aff. modesta* (Scherbovich) из нижней (гжельской) части гжельско-асельской формации Заладу Восточного Ирана (Leven, Taheri, 2004). Как можно видеть, большинство из перечисленных видов происходит из слоев, по возрасту отвечающих зоне *D. bosbytauensis*.

Из раузеритесов, входящих в рассматриваемый комплекс, два вида – *Rauserites infrequentis* Leven и *R. fusoideus* Leven впервые описаны из гжельской части формации Заладу. Остальные виды, часть которых дана в открытой номенклатуре, характерны для гжельских отложений Восточноевропейской платформы (Раузер-Черновская, 1938; Розовская, 1950, 1958). Некоторые из них встречены также в формации Заладу.

Очень характерной для отложений рассматриваемого возраста является *Paraschwagerina primaeva fortificata* Rauser-Chernoussova. На Южном Урале этот подвид описан из верхнегжельско-нижнеасельских слоев. Встреченный в нашем материале экземпляр отличается от голотипа лишь меньшим числом оборотов и, соответственно, меньшими размерами, что может свидетельствовать о его относительной примитивности и несколько более древнем возрасте по сравнению с уральским представителем вида. Формы, близкие к описываемой, в русской литературе часто относились к роду *Occidentoschwagerina* и считались характерными для слоев, подстилающих слои с первыми настоящими *Sphaeroschwagerina*. Ф.Р. Бенш (1972) выделила их в самостоятельную зону *Occidentoschwagerina alpina*, которую относила к асельскому ярусу. В.И. Давыдовым (1987) эта зона исключена из состава асельского яруса и сопоставлена с зоной *U. bosbytauensis*. В Карнийских Альпах, где впервые выделен вид *Occidentoschwagerina alpina*, последний также приурочен к слоям, коррелируемым с зоной *U. bosbytauensis* (Davydov, Kozur, 1997).

Комплекс фузулинид слоя 5 (рис. 1, табл. II) не имеет ни одного общего вида с предыдущим и характерен для асельского яруса нижней перми.

Об этом, прежде всего, свидетельствуют псевдошвагерины, представленные двумя видами. Один из них – *Pseudoschwagerina velebitica* Kochansky-Devide – известен из асельских слоев Хорватии (Kochansky-Devidé, 1959) и Восточного Ирана (Leven, Taheri, 2003). Другой вид – *P. uddeni* (Beede et Kniker) – описан из многих разрезов асельского яруса Северной Америки, Урала и различных районов области Тетис, в том числе и Восточного Ирана (Leven, Taheri, 2003), где вместе с *P. velebitica* характеризует самую верхнюю часть формации Заладу. Род *Biwaella* не характерен для асельского яруса и обычно встречается в более молодых – яхтashских и болорских отложениях. Однако на Дарвазе сильно удлиненные представители рода, близкие к экземпляру, обнаруженному в нашем материале вместе с псевдошвагеринами, известны из средней и верхней зон асельского яруса (Левен, Щербович, 1978). На асельский же возраст указывают и крупные ругозофузулины, отнесенные к виду *Rugosafusulina paralatioralis* Suleimanov. На Урале этот вид известен из асельских и нижнесакмарских слоев (Сулейманов, 1949).

Таким образом, общий вывод об асельском возрасте рассматриваемого комплекса несомненен. Но в дальнейшем он может быть уточнен, если учесть, что почти все виды этого комплекса обычно встречаются не ниже средней зоны асельского яруса.

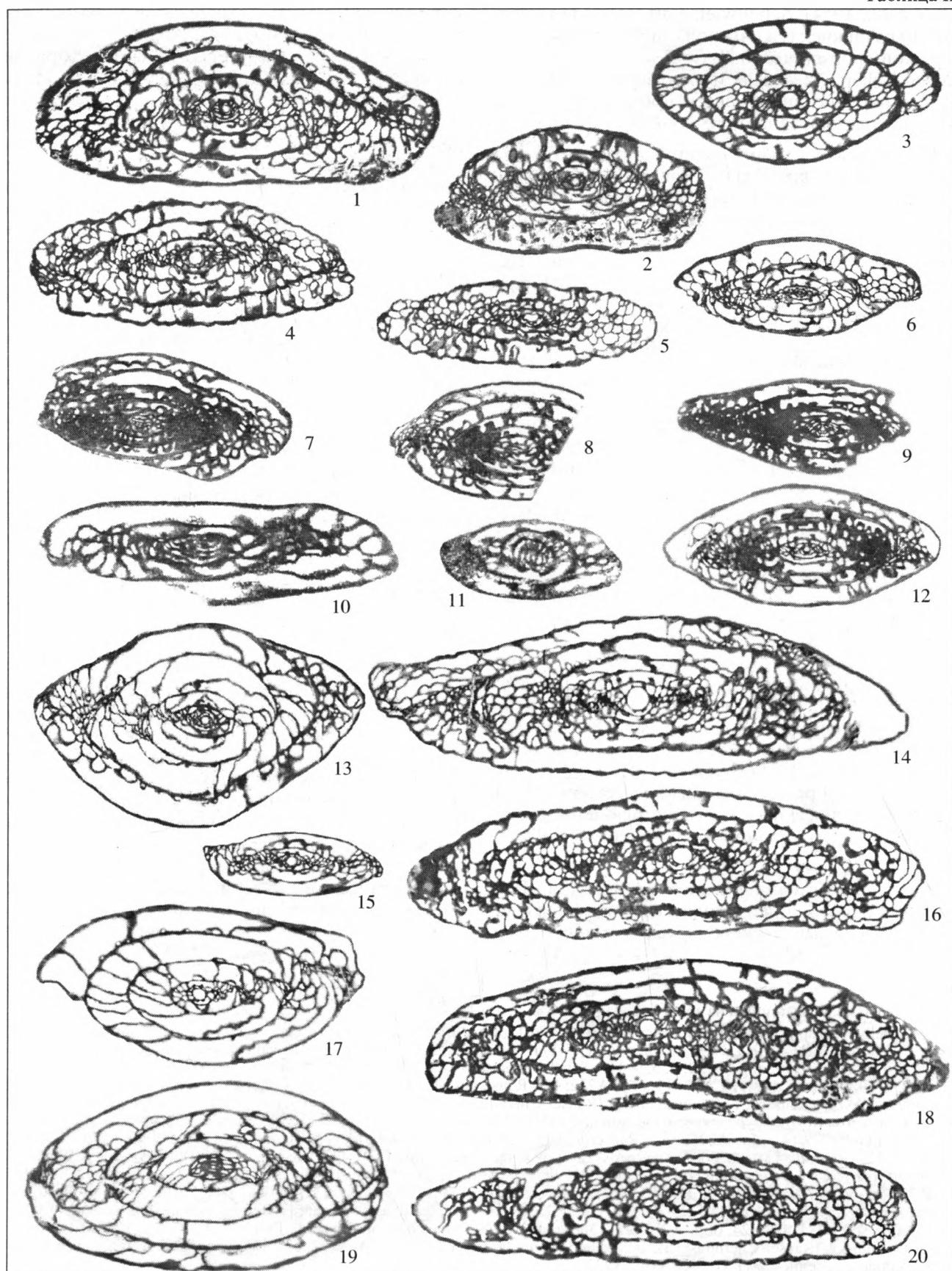
КОРРЕЛЯЦИЯ

Выше уже говорилось, что в пределах Ирана гжельские отложения выявлены пока лишь в разрезах гор Озбак-Кух на востоке страны (рис. 3). Так же как и в районе Анарака, они охарактеризованы здесь фузулинидами верхов гжельского яруса, представленных, однако, несколько иным комплексом. Так, если в Анараке определяющими являются ультрадаиксины и шельвинии, то в горах Озбак-Кух ведущая роль принадлежит руженцевитесам и раузеритесам. Подобные отличия можно считать лишь фациально обусловленными, учитывая, что в обоих местонахождениях

Таблица I. Фузулиниды из зоны *Ultradaixina bosbytauensis* гжельского яруса. Все ×10, кроме 23.

- 1 – *Schellwienia* sp. 1, аксиальное сечение, ГИН 4779/1, обр. A222; 2, 7, 8 – *Schellwienia anarakensis* Leven, n. sp., аксиальные сечения, ГИН 4779/2, 4779/3 (голотип) и 4779/4, обр. A222; 3, 6 – *Schellwienia delicata* (Alksne), аксиальные сечения ГИН 4779/5 и 4779/6, обр. A222; 4, 5, 9–11 – *Schellwienia stoecklini* Leven, n. sp., аксиальные сечения ГИН 4779/7 (голотип), 4779/8, 4779/9, 4779/10, 4779/11, обр. A222; 12 – *Rauserites isimbaji* (Rozovskaya), аксиальное сечение ГИН 4779/11, обр. A222; 13 – *Rauserites aff. stuckenbergi* (Rauser-Chernoussova), субаксиальное сечение ГИН 4779/12, обр. A226; 14 – *Daixina rugosa* Rozovskaya, аксиальное сечение ГИН 4779/13, обр. A226; 15 – *Rauserites fusoideus* Leven, аксиальное сечение ГИН 4779/14, обр. A226; 16 – *Rauserites aff. variabilis* (Rozovskaya), субаксиальное сечение ГИН 4779/15, обр. A226; 17 – *Rauserites aff. dictiophorus* Rozovskaya, аксиальное сечение ГИН 4779/16, обр. A226; 18 – *Rauserites aff. bashkiricus* Rozovskaya, субаксиальное сечение ГИН 4779/17, обр. A223; 19 – *Paraschwagerina* (?) sp., медианное сечение ГИН 4779/18, обр. A226; 20 – *Rauserites aff. ovalis* (Rozovskaya), аксиальное сечение ГИН 4779/19, обр. 226; 21 – *Quasifusulina* sp., аксиальное сечение ГИН 4779/20, обр. A226; 22, 26, 27 – *Ultradaixina bosbytauensis* (Bensh), аксиальные сечения ГИН 4779/10, 4779/23 и 4779/24, обр. A222; 23 – *Staffella* sp., ×20, субаксиальное сечение ГИН 4779/21, обр. A222; 24 – *Rauserites noinskyi* (Rauser-Chernoussova), аксиальное сечение ГИН 4779/8, обр. A222; 25 – *Rauserites infrequentis* Leven, субаксиальное сечение ГИН 4779/22, обр. A222.

Таблица II



присутствуют общие виды раузеритесов и шельвиний. Однако весьма вероятно, что фузулинидовый комплекс Озбак-Кух чуть более древний, по сравнению с комплексом Анарака. К такому выводу приводит наблюдаемое в ряде разрезов Дарваза и Карнийских Альп более низкое положение слоев с руженцевитесами по отношению к слоям с ультрадаиксинами (Левен, Давыдов, 1986; Forke et al., 1998). Однако этот вывод не может быть окончательным, если иметь ввиду, что руженцевитесы проходят в асельский ярус, а, следовательно, могут встречаться и в слоях с ультрадаиксинами.

Псевдошвагериновые известняки Анарака (слой 5) хорошо коррелируются с таковыми в разрезе Озбак-Кух, где последние вместе с известняками гжельского яруса слагают верхнюю часть формации Заладу (Leven, Taheri, 2003). В районе Анарака обнажения гжельских и асельских известняков разобщены. Но, скорее всего, они также образуют здесь единую толщу, сопоставимую с формацией Заладу.

В других районах Ирана отложениями, по возрасту примерно отвечающими описываемым известнякам Анарака и формации Заладу Восточного Ирана, являются формация Важнан района Абаде (Центральный Иран) и формация Доруд (Эльбурс). В обоих случаях в них присутствуют среднеассельские псевдошвагерины. Гжельские фузулиниды не выявлены, но их обнаружение вполне вероятно, учитывая пока еще плохую палеонтологическую изученность формаций. В Восточном Эльбурсе некоторыми исследователями (Jenny et al., 1978; Lys et al., 1978) с касимовским и гжельским ярусами сопоставляется верхняя треть формации Гезелгалье (Gheselghaleh 3). Однако прямые данные для такого сопоставления отсутствуют. Редкие фузулиниды (*Eostaffella acutissima* Kireeva, “*Mesoschubertella giraudi* (Deprat)”, “*Quasifusulina*” sp.), отмеченные в этой части разреза (Lys et al., 1978, табл. 3), по мнению Д. Вашара (Vachard, 1996) свидетельствуют, скорее, о пермском возрасте. Если это так, то речь может идти лишь о самом начале асельского века, поскольку вышележащие слои датируются как

среднеассельские находками псевдошвагерин. Сомнения вызывает, однако, правильность определения второго из перечисленных видов, который обычно встречается в более высоких (не ниже яхташских) слоях разреза перми. Сомнения усиливаются, если учесть, что вид *E. acutissima* характерен для верхнемосковских (мячковских) слоев Московской синеклизы (Раузер-Черноусова и др., 1951). Поэтому не исключено, что описываемые слои принадлежат еще самым верхам московского яруса. Такому выводу, казалось бы, противоречит присутствие квазифузулин, которые появились лишь в начале касимовского века. Однако при недостаточно хорошей сохранности материала, с которым, вероятно имел дело Лис, квазифузулин легко спутать с верхнемосковскими квазифузулионидесами. Имея в виду все сказанное выше, мы рискнули отнести Гезелгалье 3 к самым верхам московского яруса (рис. 3), допуская, однако, что более детальные исследования покажут ошибочность такого решения. За пределами Ирана охарактеризованная фузулинидами гжельская часть разреза Анарак хорошо коррелируется “нижними псевдошвагериновыми известняками” Южных Альп, айдаралашским горизонтом Южного Урала, нижней частью дастарского горизонта Южной Ферганы, верхней частью чаначской свиты Северной Ферганы, верхами калаикухнинской свиты Дарваза (рис. 3). Основанием для корреляции служит присутствие во всех перечисленных разрезах *Ultradaixina bosbytauensis* и идентичных или близких видов шельвиний. Асельская часть иранских разрезов по присутствию псевдошвагерин сопоставляется со средней зоной асельского яруса классических разрезов Урала, Ферганы и Дарваза. Нижняя зона этого яруса в Иране пока не выявлена, что, возможно, является следствием плохой изученности. Однако не исключена возможность ее выпадения из разреза, особенно, если учесть, что на востоке Ирана (разрез Озбак-Кух) среднеассельские псевдошвагерины обнаруживаются почти сразу над слоями с гжельскими ферганитесами и раузеритесами (Leven, Taheri, 2003).

Таблица II. Фузулиниды из зоны *Ultradaixina bosbytauensis* гжельского яруса. Все ×10, кроме 10 и 11.

1, 2 – *Ultradaixina bosbytauensis* (Bensh), аксиальные сечения ГИН 4779/4 и 4779/25, обр. A222; 3 – *Ultradaixina ex gr. bosbytauensis* (Bensh), склошенное сечение ГИН 4779/26, обр. A226; 4, 5 – *Rugosofusulina (?) alpina communis* (Schellwien), аксиальные сечения ГИН 4779/27 и 4779/28, обр. A227; 6 – *Paraschwagerina primaeva fortificata* Rauser-Chernousova, аксиальное сечение ГИН 4779/29, обр. A227.

Фузулиниды асельского яруса: 7–9, 12 – *Anderssonites ex gr. anderssoni* (Schellwien), 7, 8 – субаксиальные сечения ГИН 4779/30 и 4779/31; 9, 12 – аксиальные сечения ГИН 4779/32 и 4779/34, обр. B117314; 10 – *Biwaella* sp., ×35, тангенциальное сечение ГИН 4779/33, обр. B117314; 11 – *Schubertella ex gr. kingi* Dunbar et Skinner, ×50, субаксиальное сечение ГИН 4779/33, обр. B117314; 13 – *Pseudoschwagerina uddeni* (Beede et Kniker), аксиальное сечение ГИН 4779/35, обр. B117314; 14, 16, 18, 20 – *Rugosofusulina paralitoralis* Suleimanov, аксиальные сечения ГИН 4779/36, 4779/38, 4779/40 и 4779/40, обр. B117314; 15 – *Pseudoschwagerina* sp., аксиальное сечение ГИН 4779/37 обр. B117314; 17, 19 – *Pseudoschwagerina velebitica* Kochansky-Devidé, субаксиальные сечения ГИН 4779/39 и 4779/41, обр. B117314.

Рис. 3. Положение слоев с *Ultraidaixina bosbytauensis* в разрезах Ирана, Карнийских Альп, Южного Урала и Средней Азии.

ВЫВОДЫ

Новая находка позднегжельских фузулинид, известных до этого лишь в горах Озбак-Кух Восточного Ирана, позволяет предполагать широкое распространение гжельских отложений в пределах Ирана, что до последнего времени отрицалось. Подтверждается установленный в разрезах Восточного Ирана значительный перерыв в осадконакоплении, отвечающий касимовскому и большей части гжельского ярусов. Позднегжельская трансгрессия распространялась с севера, о чем свидетельствует близость гжельских и асельских фузулинидовых комплексов Ирана с таковыми Карнийских Альп, Донбасса, Восточноевропейской платформы, Дарваза и Ферганы. Позднегжельский трансгрессивный этап в развитии Ирана продолжился в асельское время. В сакмарском веке трансгрессия сменилась обширной регрессией. Начало нового трансгрессивного цикла приходится на болорский век. Начиная с кубергандинского века на всей территории Ирана происходит формирование карбонатных платформ, продолжавшееся до конца мидийского века.

ФУЗУЛИНИДЫ

ОТРЯД SCHWAGERINIDA SOLOVIEVA, 1985
СЕМЕЙСТВО Pseudofuslinidae Dutkevich, 1934

Род Schellwienia Staff et Wedekind, 1910

Schellwienia stoecklini Leven sp. nov.

Табл. I, фиг. 4, 5, 9–11

Schellwienia aff. modesta (Scherbovich) in Leven, Taheri, 2003, pl. 3, fig. 12.

Голотип. ГИН 4779/7; аксиальное сечение; Иран, Анарак, обр. A222; верхний карбон, гжельский ярус, зона *Ultradaixina bosbytauensis*.

Материал. 5 аксиальных и 4 тангенциальных сечений.

Вид назван в честь выдающегося исследователя геологии Ирана И. Штеклина.

Описание. Раковина небольших размеров, ветреновидная, с округло приостренными, иногда утолщенными осевыми концами. Взрослые экземпляры насчитывают 5–6 оборотов спирали. $L = 4.3\text{--}7.5$ мм, $D = 1.6\text{--}2.25$ мм, $L:D = 2.45\text{--}3.1$. Внутренние 2.5–3 оборота более приостренные, чем наружные и навиты очень тесно. Навивание последующих оборотов более свободное. Переход от тесно навитого ювенариума к свободно навитым оборотам происходит обычно с небольшим скачком. Стенка раковины слабоволнистая, с хорошо выраженной кериотекой. Ее толщина в наружном обороте 0.07–0.08 мм. Септы тонкие, складчатые по всей длине и высоте. Складчатость неправильная; арочки высокие, узкие, с приостренными верхушками. Начальная камера маленькая, сферическая с наружным диаметром

0.09–0.16 мм. Апертура низкая, равномерно расширяющаяся с довольно правильным положением по оборотам. В первых двух-трех оборотах небольшие хоматы. Аксиальные уплотнения отсутствуют.

Сравнение. *Schellwienia stoecklini* sp. nov. более всего напоминает “*Schwagerina*” *emaciata* (Beede), но отличается неровной стенкой раковины, менее свободной складчатостью септ и отсутствием аксиальных заполнений во внутренних оборотах.

Распространение и возраст. Центральный (Анарак) и Восточный (Озбак-Кух) Иран; конец позднего карбона.

Schellwienia anarakensis Leven sp. nov.

Табл. I, фиг. 2, 7, 8

Daixina delicate – Давыдов, 1986, с. 87, табл. 13, фиг. 16.

Голотип. ГИН 4779/3; аксиальное сечение; Иран, Анарак, обр. A222; верхний карбон, гжельский ярус, зона *Ultradaixina bosbytauensis*.

Материал. 3 аксиальных и 6 субаксиальных и тангенциальных сечений.

Описание. Раковина удлиненно-веретеновидная с округло приостренными осевыми концами. Внутренние 2–2.5 оборота более приостренные и вытянутые, по сравнению с последующими и навиты очень тесно. Переход между тесно свернутым ювенариумом и более поздними оборотами относительно постепенный. Число оборотов у взрослых экземпляров 5.5–6.5. При этом $L = 5.2\text{--}6.5$ мм, $D = 1.6\text{--}1.85$ мм, $L:D = 3\text{--}3.6$. Стенка слегка волнистая с отчетливой кериотекой. Септы тонкие складчатые по всей длине и высоте. Складчатость неглубокая и неправильная. Разнообразные по форме и высоте арочки к осевым концам переходят в неширокую область аксиальных сплетений. Начальная камера сферическая, маленькая с внешним диаметром 0.12–0.14 мм. Устье низкое, постепенно расширяющееся. В первых полутора-двух оборотах присутствуют небольшие округлые хоматы.

Сравнение. Описываемый вид отличается от *Schellwienia stoecklini* sp. nov. удлиненной формой раковины, более тесным навиванием спирали и менее интенсивной и правильной складчатостью септ.

Распространение и возраст. Те же, что и у голотипа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 03-05-64-303.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беню Ф.Р. Стратиграфия и фузулиниды верхнего палеозоя южной Ферганы. Ташкент: ФАН УзССР, 1972. 147 с.

- Давыдов В.И.** Зона *Daixina bosbytauensis* – *D. robusta* в Южной Фергане // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 1. С. 160–164.
- Давыдов В.И.** Зональное деление гжельского яруса в Донбассе и Преддонецком прогибе по фузулинидам. Проблемы современной микропалеонтологии // Тр. Палеонтологического об-ва СССР. 1990. Вып. 34. С. 52–69.
- Давыдов В.И., Попов А.В.** Разрезы верхнего карбона и нижней перми Южного Урала // Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии / Ред. Папулов Г.Н. М: Наука, 1986. С. 29–33.
- Левен Э.Я.** Зона *Daixina bosbytauensis* – *D. robusta* и проблема границы карбона и перми. В: Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии / Ред. Г.Н. Папулов. М: Наука, 1986. С. 48–56.
- Левен Э.Я., Давыдов В.И.** Верхний карбон и пограничные с пермью слои Дарваза. В: Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии / Ред. Г.Н. Папулов. М: Наука, 1986. С. 33–48.
- Левен Э.Я., Щербович С.Ф.** Фузулиниды и стратиграфия асельского яруса Дарваза // М.: Наука, 1978. 163 с.
- Попов А.В., Давыдов В.И., Косовая О.Л.** О стратиграфии гжельского яруса Центральной Азии // Сов. геология. 1989. № 3. С. 64–76.
- Раузер-Черноусова Д.М.** Верхнепалеозойские фораминиферы Самарской Луки и Заволжья // Тр. Ин-та геологических наук СССР. 1938. Сер. геол. Вып. 7. С. 69–167.
- Раузер-Черноусова Д.М., Киреева Г.Д., Леонтьевич Г.Е. и др.** Среднекаменноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей. Изд-во АН СССР. 1951. 380 с.
- Руженцев В.Е.** Краткий очерк стратиграфии верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской и Актюбинской областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1937. Т. 15. № 3. С. 187–214.
- Розовская С.Е.** Род *Triticites*, его развитие и стратиграфическое значение // Тр. ПИН АН СССР. 1950. Т. 26. 78 с.
- Розовская С.Е.** Фузулиниды и биостратиграфическое расчленение верхнекаменноугольных отложений Самарской Луки // Тр. Геол. Ин-та АН СССР. 1958. Вып. 13. С. 57–120.
- Сулейманов И.С.** Новые виды фузулинид рода *Rugosofusulina Rauser* // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1949. Вып. 105. Геол. сер. № 35. С. 44–60.
- Baghbani D.** The Permian sequence in the Abadeh region, central Iran. Contributions to Eurasian geology. Occasional Publ. Earth. Sci. Res. Inst., Univ. South Carolina. 1993. New Series. № 9A-B. P. 7–22.
- Bozorgnia F.** Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of Central and east Alborz Mountains, Iran // National Iranian Oil Co. (geol. Lab.). 1993. Publ. 4. 185 p.
- Davydov V.I., Kozur H.** Position of the Carboniferous-Permian boundary in the Carnic Alps compared with the stratotype region. Proceedings of the XIII International Congress on the Carboniferous and Permian. 1997. P. 123–126.
- Davydov V.I., Leven E.Ja.** Correlation of Upper Carboniferous (Pennsylvanian) and Lower Permian (Cisuralian) marine deposits of the Peri-Tethys // Palaeogeogr. Paleoclimatol., Palaeocol. 2003. V. 196. P. 39–57.
- Davydov V.I., Snaider W.S., Spinosa C.** Upper Paleozoic fusulinacean biostratigraphy of the Southern Ural // Perrophiles. 1997. № 30. P. 11–14.
- Forke H.C.** Biostratigraphic subdivision and correlation of uppermost Carboniferous/Lower Permian sediments in the Southern Alps: fusulinoidean and conodont faunas from Carnic Alps (Austria/Italy), Karavanke Mountains (Slovenia) and Southern Urals (Russia) // Facies. 2002. V. 47. P. 35–44.
- Forke H.C., Kahler F., Krainer K.** Sedimentology, microfacies and stratigraphic distribution of foraminifers of the Lower "Pseudoschwagerina" Limestone (Rattendorf Group, Late Carboniferous), Carnic Alps (Austria/Italy) // Senckenberg. leth. 1998. 78. № 1. 2. P. 1–39.
- Jenny J., Jenny-Deshusses C., Stampfli G., Lys M.** La formation de Gheselghalech, nouvelle unité lithologique du Carbonifère de l'Elbourz oriental (Iran) // Eclogae geol. Helv. 1978. V. 71/2. P. 297–312.
- Jenny-Deshusses C.** Le Permien de l'Elbourz Central et Oriental (Iran): Stratigraphie et micropaléontologie (foraminifères et algues). Thèse № 2103. Univ. de Genève. Section des Sciences de la Terre. 1983. Genève. 265 p.
- Kahler F.** Iranische Fusuliniden // Jahrb. Geol. 1974. B.-A. Bd. 117. S. 75–107.
- Kochansky-Devidé V.** Die Fusuliniden Foraminiferen aus dem Karbon und Perm im Velebit und der Lika (Kroatien). Unteres Perm // Palaeontologia Jugoslavica. 1959. Sv. 3. 62 p.
- Leven E.Ja., Davydov V.I.** The sequence of the boundary Carboniferous-Permian led in Darvaz and its implication for solving the problem of the Carboniferous-Permian boundary. 9-th Intern. Congress of Carboniferous stratigraphy and geology. Abstract of papers. Urbana. 1979. P. 116–117.
- Leven E.Ja., Davydov V.I., Gorgij M.N.** Pennsylvanian stratigraphy and fusulinids of central and eastern Iran (in press).
- Leven E.Ja., Taheri A.** Carboniferous – Permian stratigraphy and fusulinids of East Iran. Gzhelian and Asselian deposits of the Ozbak-Kuh region // Riv. Ital. Paleontol. Strat. 2003. V. 109. №. 3. P. 399–415.
- Lys M., Stampfli G., Jenny J.** Biostratigraphie du Carbonifère et du Permien de l'Elbourz oriental // Note du Laboratoire de Paleontologie de l'Université de Genève. 1978. № 10. P. 63–78.
- Partoazar H.** Permian deposits in Iran. Treatise on the geology of Iran // Geol. Surv. Iran. 1995. 22. 340 p.
- Sharkovski M., Suslov M., Krivyakin B.** Geology of the Anarak area (Central Iran). Explanatory text of the Anarak quadrangle map // Geol. Surv. Iran. 1984. Rep. № 19. P. 8–10.
- Stepanov D.L.** Carboniferous stratigraphy of Iran // C.R. sixième Congr. Start. Carbon. 1971. 4. P. 1505–1517.
- Stöcklin J.** Stratigraphic lexicon of Iran. Part I. Central, North and East Iran // Geol. Surv. Iran. 1971. №. 18. 338 p.
- Thompson M.L.** American Wolfcampian fusulinids. Protozoa, Article 5, Univ. of Kansas, Paleontological Contributions. 1954. 226 p.
- Vachard D.** Iran / Eds. Wagner R.H., Winkler Prins C.F., Granados L.F. Carboniferous of the Word. III. The former USSR, Mongolia, Middle Eastern Platform, Afghanistan and Iran. 1996. P. 491–521.

Рецензенты В.Г. Ганелин, А.С. Алексеев

УДК 552.5:551.76(571.562)

СИНКОЛЛИЗИОННЫЕ МЕЗОЗОЙСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ о. БОЛЬШОЙ ЛЯХОВСКИЙ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)

© 2006 г. А. Б. Кузьмичев*, А. В. Соловьев*, В. Е. Гоникберг*, М. Н. Шапиро**,
О. В. Замжицкий*

*Геологический институт РАН, Москва

**Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.01.2005 г.

Граувакковые песчаники и глинистые сланцы, слагающие остров Большой Ляховский, первона-
чально относили к мезозою, затем, на основании определений микрофоссилий, – к позднему проте-
розою. В настоящее время на большей части острова их датируют пермским возрастом по споро-
пыльцевым комплексам. В исследованной юго-восточной части острова терригенный комплекс ин-
тенсивно дислоцирован и тектонически совмещен с блоками океанических и островодужных пород,
выдвинутых из Южно-Ануйской сутуры. Разрезложен преимущественно турбидитами и содержит
горизонты со штормовой косой слоистостью. В результате петрографического и геохимического
изучения состава обломочных пород идентифицированы три источника кластики: вулканическая
островная дуга, чехол и/или фундамент древней платформы и экзотические отторженцы океаниче-
ских и островодужных пород, такие как серпентиниты и амфиболиты. Все перечисленные комплек-
сы входили в состав орогенного сооружения, возникшего во время коллизии Новосибирского кон-
тинентального блока с Ануйско-Святоносской островной дугой. Флишид накапливался в передово-
м прогибе, возникшем перед фронтом этого сооружения в процессе коллизии. Позднеюрский
возраст вулканитов Ануйско-Святоносской дуги определяет нижний предел возраста накопления
синколлизионных терригенных пород. Присутствие позднеюрских цирконов в песчаниках флиши-
дной толщи острова Большой Ляховский подтверждено методом трекового (fission-track) анализа.
Верхний предел возраста определяется временем внедрения постколлизионных гранитов и диори-
тов (апт–альб), прорывающих терригенный комплекс. Следовательно, возраст флишидной толщи
не выходит за пределы интервала: конец поздней юры – неоком. Предполагавшийся ранее перм-
ский возраст отложений был основан на переотложенной органике. Позднеюрский – неокомый воз-
раст и сходный состав имеют также фаунистически охарактеризованные терригенные толщи, слагающие
острова Столбовой и Малый Ляховский архипелага Новосибирские острова, а также грау-
вакки Южно-Ануйского района на Чукотке. Все перечисленные отложения накапливались в
обширном бассейне передового прогиба, возникшем в процессе позднекиммерийского орогенеза на
южной окраине арктического континентального блока.

Ключевые слова. Новосибирские острова, море Лаптевых, Арктика, Южно-Ануйская сутура, ме-
зозой, флиш, трековое датирование циркона.

ВВЕДЕНИЕ

Остров Большой Ляховский (рис. 1) сложен преимущественно флишидным переслаиванием
песчаников, алевролитов и аргиллитов. Наиболее обширные выходы терригенных отложений рас-
положены в юго-восточной части острова (хребет Хаптагай-Тас, мыс Бурустас и окрестности).
Локальные обнажения известны также в западной части острова (мыс Кигилях) и на севере острова (возвышенность Усук-Юрях, рис. 2). Терри-
генный комплекс неравномерно дислоцирован, рассланцеван, филлитизирован и прорван дискор-
дантными постколлизионными интрузиями гра-
нидиоритов и гранитов. Интрузии датированы
K-Ar, Ar-Ar U-Pb методом. Их возраст определя-
ется как аптский-альбский (Вольнов и др., 1999;

Дорофеев и др., 1999; Россыпные месторожде-
ния..., 2001; Layer et al., 2001).

Северо-западнее, на островах Котельный и
Бельковский (рис. 1) обнажены мелководные
карбонатные и терригенные толщи палеозоя.
Эти толщи слагают деформированный чехол
древнего континентального блока, который назы-
вают Новосибирской платформой. Южнее Ля-
ховских островов на материке в районе мыса Свя-
той Нос (рис. 1) выходят верхнеюрские вулкани-
ты и граувакки, которые обычно включают в
состав Ануйско-Святоносской (Святоносской,
Святоноско-Олойской) островной дуги (Парфе-
нов, 1984; Натальин, 1984; Зоненшайн и др., 1990;
Natal'in et al., 1999; Парфенов и др., 2001; Sokolov
et al., 2002). Общепризнано, что террейн, соответ-

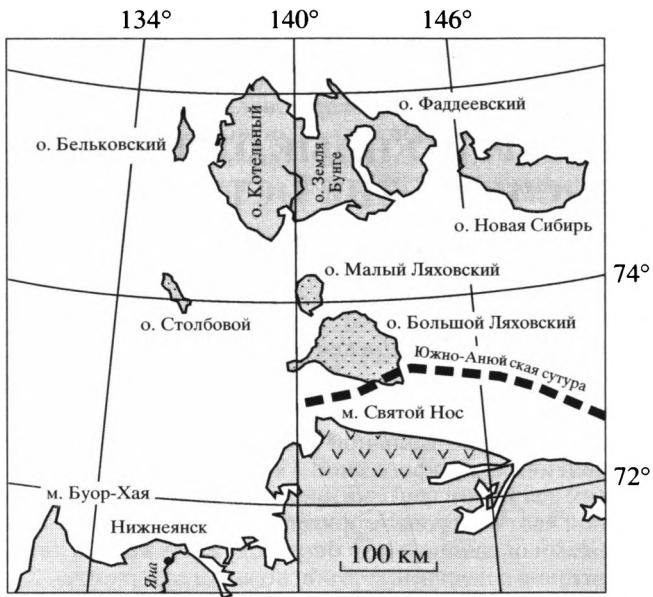


Рис. 1. Новосибирские острова. Показано положение Южно-Анюйской сутуры (пунктир), Аниюско-Святоносской дуги (галочки) и терригенного комплекса, слагающего Ляховские острова (точечный крап).

ствующий Анюйско-Святоносской дуге, в современной структуре отделен от Новосибирской платформы Южно-Анюйской сутурой – покровно-складчатой зоной, шириной в несколько десятков километров, содержащей фрагменты офиолитов (Сеславинский, 1979; Зоненшайн и др., 1990). Северный фронт Южно-Анюйской сутуры своим краем заходит на о. Большой Ляховский, где с ним связаны тектонические пластины и клинья океанических базальтов, серпентинитов и амфиболитов (Сеславинский, 1979; Драчев и др., 1993; Вольнов и др., 1999).

Представления о возрасте флишоидной толщи, слагающей о. Большой Ляховский, неоднократно менялись на протяжении истории ее изучения. Первые исследователи острова объединяли все терригенные породы в единый комплекс. Первоначально он датировался мезозоем (Воллович, 1901; Ермолаев, 1932). После проведения мелкомасштабной геологической съемки в 1956 г. эти отложения были отнесены к верхнему протерозою, так как производили впечатление горных более древних, чем палеозойские толщи, обнаруженные на островах, лежащих к северу. Отложе-

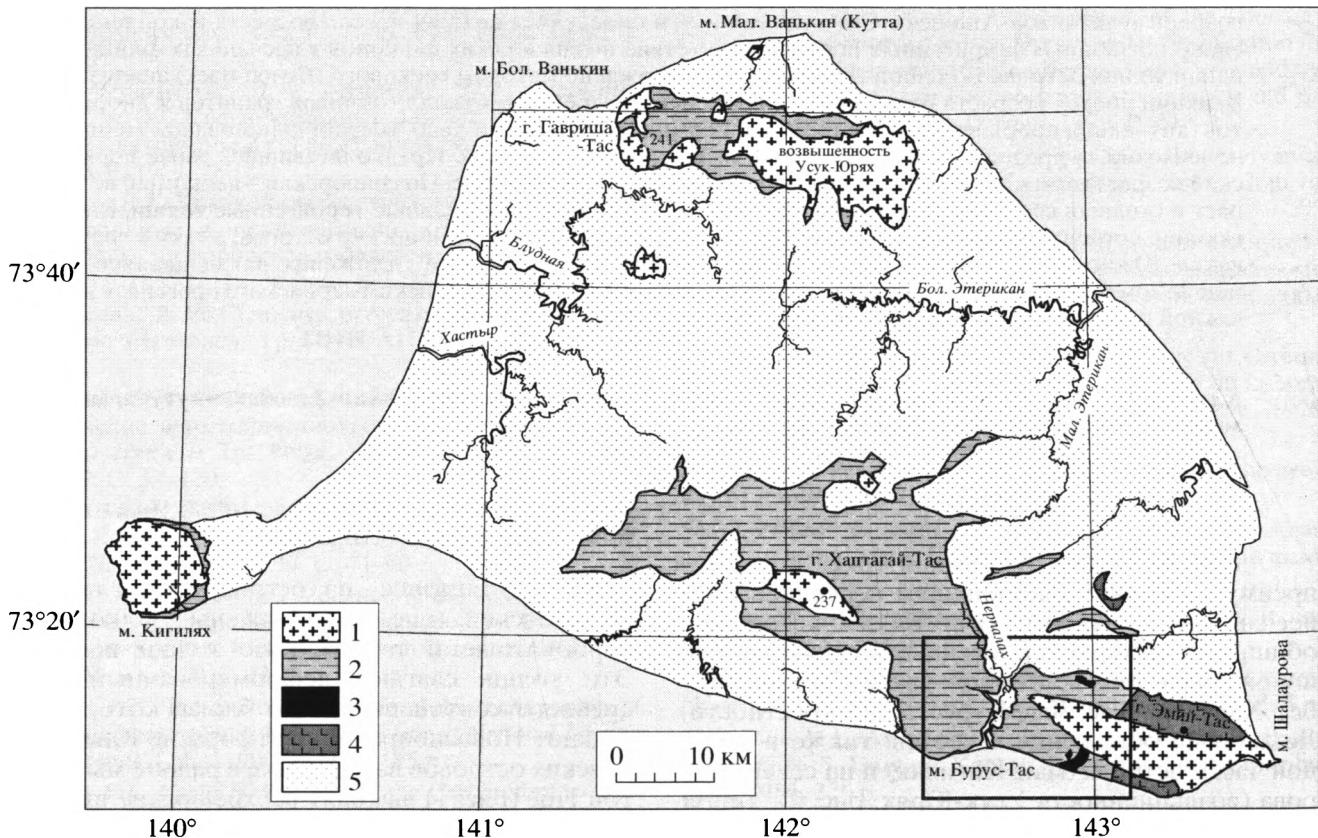


Рис. 2. Геологическая карта острова Большой Ляховский. Составлена по материалам А.И. Самусина и его коллег (Самусин и др., 1985 и др.). Прямоугольником показано расположение участка, изображенного на рис. 3.
1 – меловые (апт-альб) граниты и диориты; 2 – мезозойские (волгский ярус-неоком) терригенные отложения, включая бурустасскую свиту, которая считалась пермской; 3 – серпентиниты и сопутствующие породы; 4 – амфиболиты; 5 – рыхлые отложения.

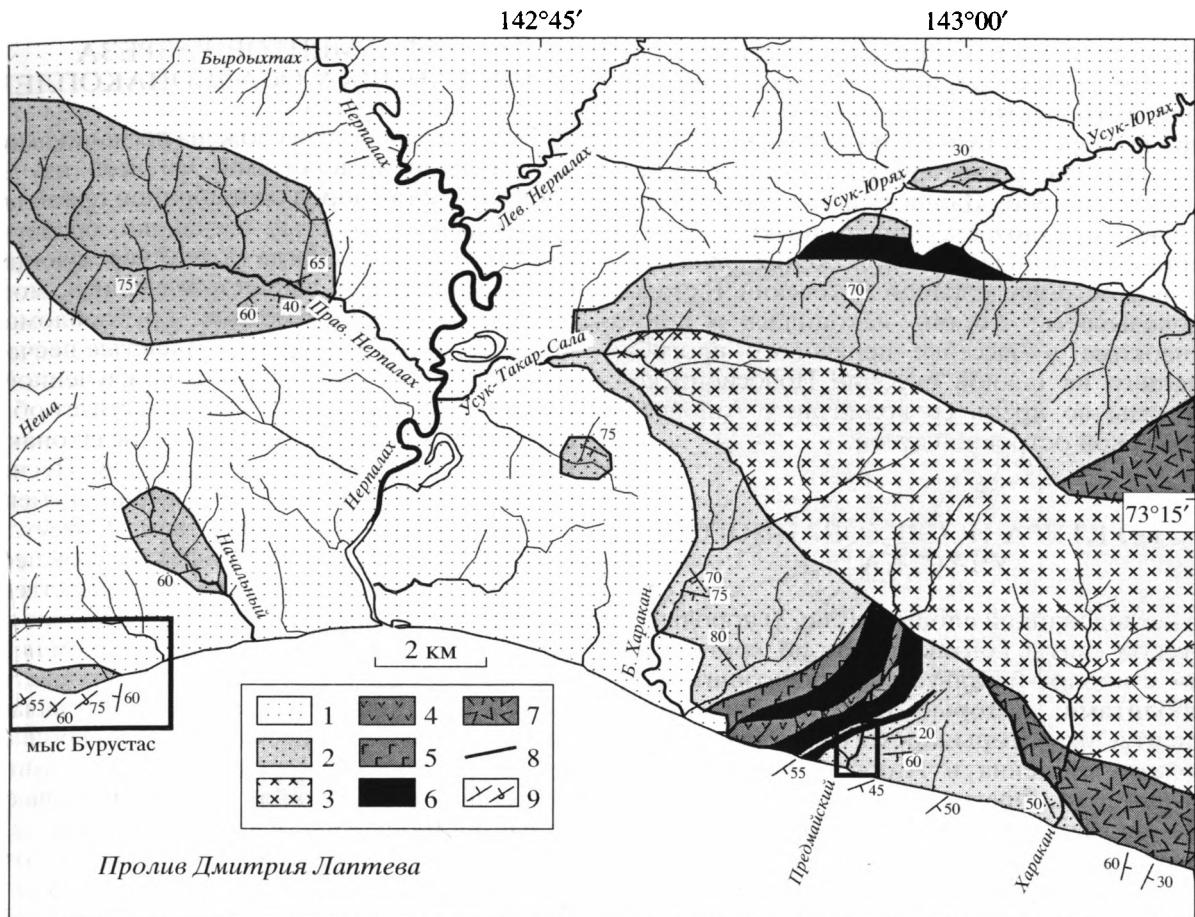


Рис. 3. Геологическая карта юго-восточной части о. Большой Ляховский.

Прямоугольниками показаны контуры детальных участков мыса Бурустас (рис. 4) и руч. Предмайский (рис. 6).

1 – рыхлые отложения ($N-Q$); 2 – бурустасская свита (J_3v-K_1pe); 3 – гранодиориты, граниты (K_1); 4 – шаровые лавы; 5 – габбро-долериты; 6 – серпентиниты; 7 – амфиболиты; 8 – тектонические контакты; 9 – элементы залегания.

ния получили название бурустасской свиты по мысу Бурустас в южной части острова (рис. 2). Предполагаемый позднепротерозойский возраст пород был подтвержден обширным комплексом акритарх (Войцеховский, Сороков, 1957). В дальнейшем бурустасская свита изучалась В.И. Виноградовым, А.И. Самусиным и их коллегами. В породах, обнаженных на мысе Бурустас, они обнаружили миоспоры, указывающие на пермский возраст пород (Виноградов и др., 1974). Палинологический комплекс содержал также отдельные формы, характерные для карбона. Авторы сделали вывод, что свита имеет, скорее всего, пермский возраст, но не исключили также каменноугольного возраста ее нижней части. В 1972–1974 годах А.И. Самусин и его коллеги провели на острове среднемасштабную геологическую съемку. Терригенные отложения западной и северной частей острова были выведены из состава бурустасской свиты и закартированы как верхнеюрские породы (Самусин, Белоусов, 1985), по ана-

логии с толщами, обнаженными на соседних островах Столбовом и Малом Ляховском, где в это время уже были найдены пелециподы волжского яруса (Виноградов, Явшиц, 1975). В дальнейшем, при мелкомасштабном космогеологическом картировании, проведенном на острове Б.Н. Ауловым и его коллегами в 80-х годах прошлого столетия, бурустасская свита стала датироваться как пермь-триас (Вольнов и др., 1999). Основанием для выделения триасовых отложений послужили сведения о находке В.К. Дорофеевым пелециподы триасового облика в плитке сланца на пляже в районе устья руч. Предмайского (рис. 3). Б.Н. Аулов, со ссылкой на А.И. Самусина, указывает, что эта находка принадлежит *Monotis ochotica* (Б.Н. Аулов, 2000 г., устное сообщение). На этом основании Б.Н. Аулов относит свиту к нижнему-среднему триасу и сопоставляет с одновозрастными песчано-сланцевыми толщами Чукотки.

Мы изучали бурустасскую свиту в 2000 и 2003 годах в юго-восточной части острова. Непрерыв-

ные скальные обнажения встречены в двух пунктах: в районе мыса Бурустас и в приустьевой части руч. Предмайского (рис. 3). На остальной территории встречаются разрозненные коренные выходы по берегам ручьев, но преимущественно бурустасская свита картируется по слабоперемещенному аллювию. Данные, полученные нами, позволяют предложить новую интерпретацию возраста и тектонического положения флишоидной толщи острова Большой Ляховский. В статье мы доказываем, что она накопилась в конце юры-неокоме в бассейне передового прогиба, возникшего на южной окраине Новосибирской платформы во время ее коллизии с Анюйско-Святоносской островной дугой.

СТРУКТУРА ИССЛЕДОВАННОГО УЧАСТКА

На исследованной площади (рис. 3) породы бурустасской свиты контактируют по крутым надвигам с пиллоу-базальтами, серпентинитами и амфиболитами, которые представляют собой фрагменты литосферы юрского Анюйского океанического бассейна и Анюйско-Святоносской островной дуги. Фрагментарность коренных выходов не позволяет реконструировать структуру участка. В целом, структурные элементы простираются в северо-восточных румбах и имеют северо-западную вергентность, которая отвечает направлению надвигания тектонических покровов со стороны Южно-Анюйской сутуры. Этой региональной вергентности далеко не всегда соответствуют элементы залегания пород бурустасской свиты, наблюдаемые в обнажениях. Как видно на рис. 3, на некоторых участках породы бурустасской свиты простираются в северо-западном или в субширотном направлении. Мы предполагаем, что во многих случаях такие развороты простираций вызваны сдвиговыми нарушениями северо-западного простириания, о чем свидетельствуют наблюдаемые в обнажениях складки с крутыми шарнирами. Однако такое предположение не может объяснить всех наблюдавшихся вариантов залегания пород. Например, складчатая структура мыса Бурустас имеет юго-восточную вергентность – прямо противоположную той, что была нами объявлена выше, как типичная для региона. Породы здесь образуют крутые складки с падениями обоих крыльев в северо-западном направлении под углом 50–70 градусов и находятся преимущественно в опрокинутом залегании. Сланцы бурустасской свиты неравномерно филлитизированы. Наибольшим изменениям породы подверглись в западной части исследованной площади – в районе мыса Бурустас и в верховьях р. Нерпалах, где они интенсивно расклинивались и содержат новообразования хлорита и серицита.

СТРОЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ ФРАГМЕНТОВ РАЗРЕЗА И ОБСТАНОВКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Бурустасская свита сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. На всей изученной площади состав пород однообразен: преобладают мелко-среднезернистые песчаники, образующие пласты до 1.5 м, иногда более, чередующиеся с пачками слоистых глинистых сланцев, мощностью до нескольких метров. Грубообломочные разности, такие как крупнозернистые песчаники, гравелиты или конгломераты на изученной площади не встречены, что свидетельствует об относительной удаленности области осадконакопления от главных питающих каналов. Песчаники содержат многочисленные конкреции, сцепментированные карбонатным веществом. Присутствуют пачки, состоящие из сближенных пластов песчаников, а также пачки, состоящие преимущественно из сланцев. На отдельных участках песчаники и сланцы участвуют в ритмичном флишоидном переслаивании. Породы преимущественно сероцветные, в разрезе мыса Бурустас и р. Нерпалах присутствуют зеленые песчаники и алевролиты. В верхнем течении р. Нерпалах (за пределами представленной карты) наблюдались сиреневые и зеленые пестроцветные песчаники. Неполная обнаженность и монотонный состав пород не позволяют расчленить терригенный комплекс, составить его послойный разрез и определить мощность. Поэтому осталось неясным, какое положение в нем занимают наблюдавшиеся фрагменты. В качестве примера мы опишем два фрагмента разреза в уже упоминавшихся скальных выходах мыса Бурустас и в приустьевой части руч. Предмайского.

Разрез мыса Бурустас (“стратотип” бурустасской свиты) изучался ранее В.И.Виноградовым и А.И.Самусиным (Виноградов и др., 1974), а также Б.Н.Ауловым и его коллегами. Эти описания имеют мало общих черт друг с другом, а также с результатами нашего исследования. Согласно нашим наблюдениям, разрез мыса Бурустас преимущественно находится в опрокинутом залегании и наращивается, в целом, с запада на восток. Более или менее детально изучен отрезок обнажения, расположенный восточнее мыса Бурустас. Судя по фрагментарным наблюдениям, в той части обнажения, которая расположена западнее мыса Бурустас (соответствует нижней части видимого разреза), состав пород заметно не меняется. К востоку от пункта 144 (рис. 4), приблизительно на протяжении километра в пляже встречаются эпизодические выходы темно-серых слоистых алевролитов, редко – песчаников, частично присыпанные галькой. Они не образуют целостного разреза, но создается впечатление, что верхняя

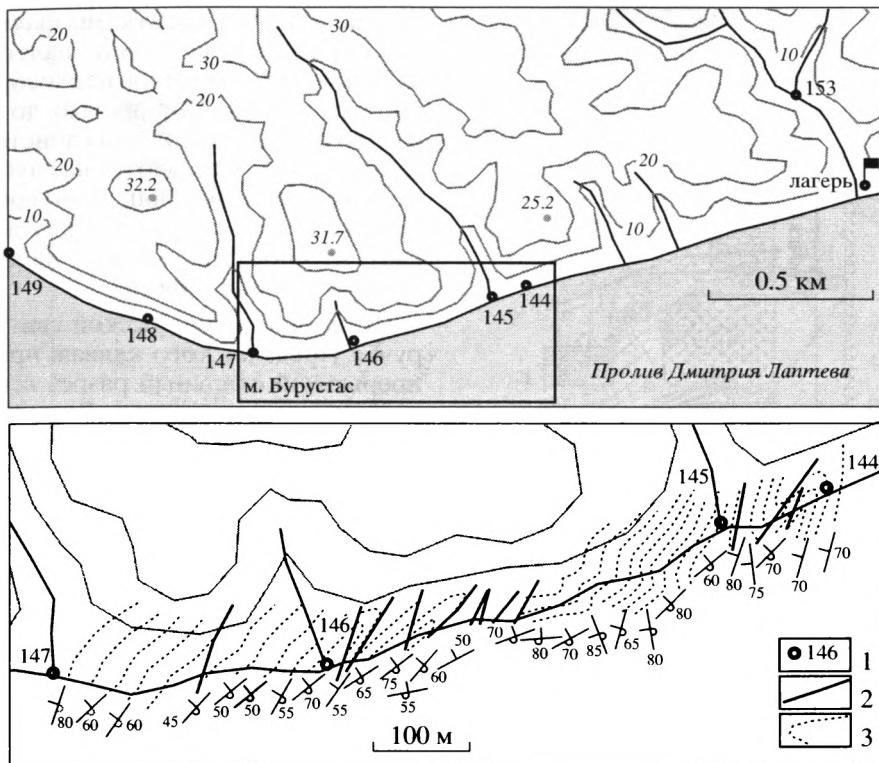


Рис. 4. Схема расположения опорного разреза мыса Бурустас (верхний рисунок) и структурная схема изученного фрагмента (нижний рисунок). Подписаны горизонты (показаны через 10 м), и вершины с триангуляционными знаками.

1 – пункты наблюдений и их номера; 2 – разломы; 3 – интерполированные структурные линии.

часть разреза сложена преимущественно тонкообломочными породами.

Мы весьма упрощенно описываем разрез как непрерывный, хотя он разбит многочисленными зонами дробления, и возможно, какие-то фрагменты срезаются разломами. Сдваивания разреза по разломам, по-видимому, не происходит, так как литологические последовательности не повторяются. Реконструированный разрез расчленен на 3 пачки (рис. 4, 5).

1. “Зеленая” пачка. Характеризуется присутствием пластов массивных зеленоватых – желто-зеленых песчаников, реже – зеленых перетертых алевролитов. Встречаются массивные пласти неслоистых песчаников мощностью до 2 м, а также контрастнослоистые ритмичные пачки песчано-сланцевого переслаивания. Не менее половины разреза лишено зеленых оттенков и сложено сероцветными породами. Песчаники местами содержат многочисленные конкреции карбонатного песчаника размером до 20 см. Зеленый цвет песчаников вызван присутствием обломочных чешуй хлорита иногда крупных, хорошо различимых в лупе. Присутствуют также ярко-зеленые просвечивающие чешуи, которые в поле были описаны как серпентиновые. Общая мощность 100–110 м.

2. Контрастная пачка. Кроме стандартного набора сероцветных пород, включающих массивные неяснослоистые песчаники, часто с конкрециями, и пакеты

кливажированных тонкообломочных пород, пачка включает пакеты циклитов: песчаник–алевролит–аргиллит с градационной слоистостью. Мощность таких пакетов не превышает нескольких метров. Встречаются прослои алевролита и песчаника с асимметричной рябью течений. Мощность около 160–170 м.

3. “Косослоистая” пачка, в которой преобладают тонкообломочные породы. Присутствуют прослои массивных песчаников, а также плохосортированных неяснослоистых алевритистых песчаников и песчанистых алевролитов. Последние, по крайней мере на двух уровнях разреза, обнаруживают косослоистое строение. Косослоистые серии содержат до 7–8 разнонаправленных ритмов мощностью 3–10 см каждый. Пологие углы выклинивания позволяют интерпретировать косую слоистость, как возникшую в результате штормовых придонных осциляций (*hammock cross-stratification*) (Dott, Bourgeois, 1982). Мощность – 60 м.

Общая мощность описанного фрагмента около 330 м. Всего в районе мыса Бурустас обнажается, по-видимому, не менее 700 м терригенного разреза.

В разрезе мыса Бурустас пачки флишевого переслаивания представляют собой типичные турбидиты и в них более или менее четко выражена типичная последовательность Боума (Einsele, 1992). Прослои массивных песчаников обычно имеют эрозионную нижнюю поверхность. Слоистость

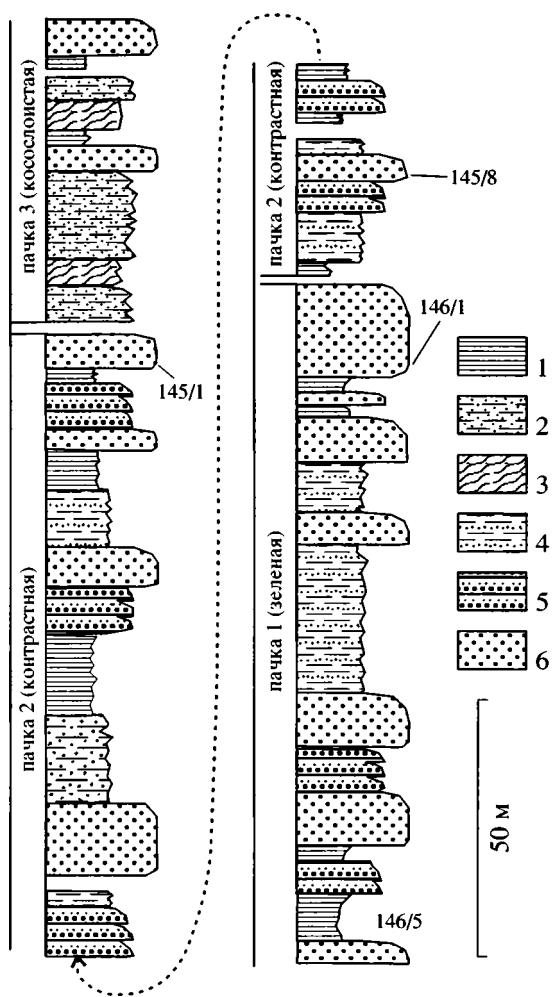


Рис. 5. Строение бурустасской свиты в районе мыса Бурустас.

Обозначены пункты отбора проб, указанных в табл. 5, 6. Разрывы в колонке соответствуют наиболее крупным зонам разломов.

1 – пачки с преобладанием аргиллитов и алевролитов с маломощными прослоями песчаников; 2 – преобладание плохосортированных кливажированных алевро-песчаников параллельнослоистых и неяснослоистых; 3 – то же, с отчетливо проявленной косой слоистостью; 4 – бессистемное переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов; 5 – пачки ритмичного переслаивания с отчетливо проявленной градационной слоистостью; 6 – преобладание массивных песчаников.

не видна или обнаруживается только в верхней части пластов, в зоне перехода в алевролит. Иногда эта зона обладает отчетливой прямой градационной слоистостью. Подобные массивные пластины, вероятно, отлагались в результате оползания высокоплотностных зерновых потоков. Перечисленные седиментационные особенности указывают на большую скорость заполнения бассейна осадками, сносившимися с близлежащей горной (?) суши (Mutti et al., 2003), чем, возможно, объясняется

бедность пород остатками фауны. Критическим для определения глубины палеобассейна является присутствие пакетов плохосортированных алевропесчаников, мощностью до нескольких метров, со штормовой косой слоистостью. Подобные слои обычно образуются на глубинах в несколько десятков метров (Dott, Bourgeois, 1982). Их присутствие в едином разрезе с турбидитами показывает, что последние также не являются глубоководными отложениями.

В разрезе бурустасской свиты в окрестностях ручья Предмайского кливаж проявлен слабо. Непрерывный скальный разрез вскрыт на протяжении 300 м вдоль ручья. Разрозненные коренные выходы встречаются также выше по течению ручья и на берегу пролива Дмитрия Лаптева (рис. 6). Непрерывный разрез расчленен на 4 пачки (описаны снизу вверх по разрезу и сверху вниз по течению ручья).

1. Песчаники массивные (слагают пласти по 10–50 см), светло-серые с маломощными прослоями пепельно-серых алевролитов. Встречаются шаровидные или яйцевидные конкреции карбонатного песчаника. Песчаники слоистые. Отмечена параллельная, прерывистая и линзовидная слоистость. В верхней части некоторых пластов – нечетко выраженная волновая (?) косая слоистость. Мощность – 35 м.

2. Пачка с более ярковыраженным ритмичным переслаиванием песчаника-алевролита-аргиллита. Кроме того, присутствуют пачки алевро-аргиллитового состава по 3–6 м, а в верхней части – пачка с преобладанием песчаников, на долю которой приходится около 15 м. Некоторые прослои песчаников обладают типичными для турбидитов чертами – эрозионной подошвой и переходами вверх в слоистый, в кровле – линзовидно-слоистый песчаник и далее – в алевролит и аргиллит. Некоторые пласти песчаника имеют переменную мощность и иногда выклиниваются в пределах обнажения. Мощность – 70 м.

3. Пачка, сходная с пачкой 2, но с преобладанием алевролитов и аргиллитов. В некоторых прослоях проявлена типичная турбидитовая последовательность Боума: а) массивный неслоистый песчаник с прямой градационной слоистостью, с резкой эрозионной нижней границей и с обломочками аргиллитов (gr-up clasts) в нижней части (40–50 см), б) параллельнослоистый песчаник (5–10 см), в) косослоистый алевропесчаник-алевролит (5 см), г) переслаивание параллельнослоистых алевролитов и аргиллитов (10 см), д) черный аргиллит (5 см). В некоторых прослоях алевролита и алевропесчаника отмечена односторонняя косая слоистость течения. Мощность – 40 м.

4. В приуставной части руч. Предмайского обнажены темно-серые до черных листоватые раздавленные аргиллиты с тонкими (0.5–1.5 см) прослоями алевролита. Слоистость параллельная, иногда очень тонкая. Переходы от аргиллита к алевролиту как постепенные, так и резкие. Такие разности, как граувакковые песчаники или слюдистые алевролиты, типичные для всех выходов бурустасской свиты, в пачке 4 отсутствуют. Залегание нарушено многочисленными зонами рассланцевания и разлинования. Создается впечатление, что пачка сильнее дислоцирована, чем породы

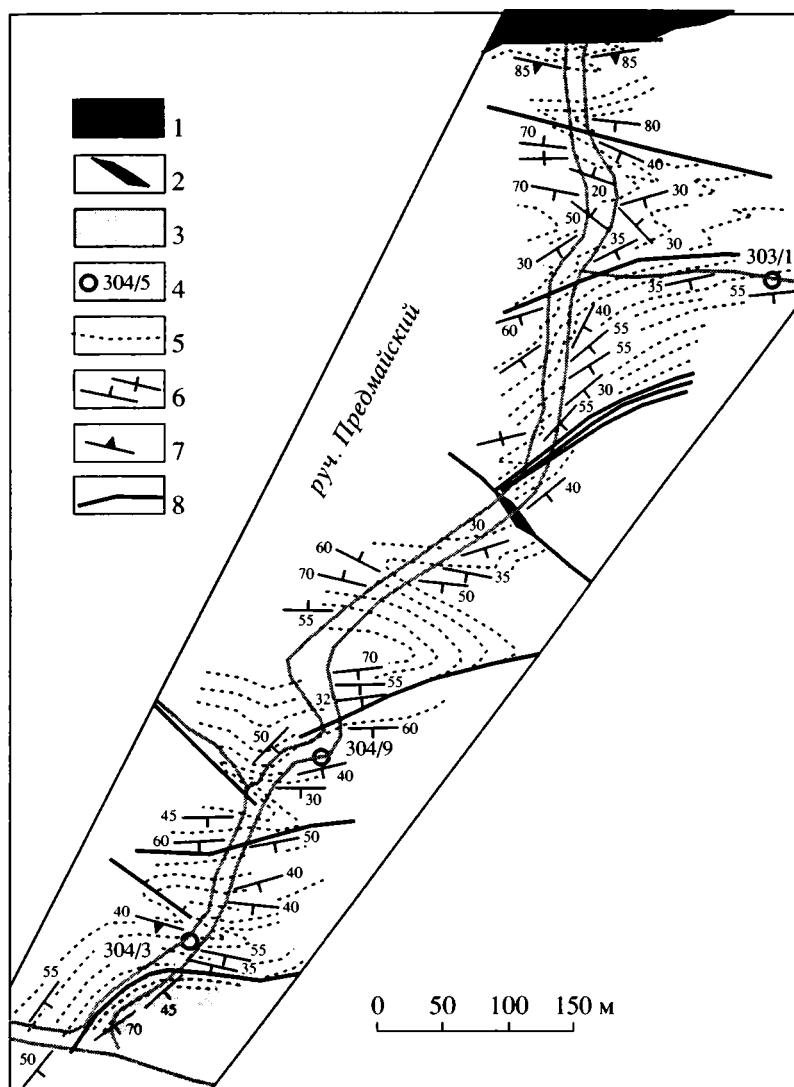


Рис. 6. Структурная схема опорного разреза бурустасской свиты руч. Предмайский.

1 – серпентинит; 2 – гранит-порфир; 3 – черносланцевая пачка, которая, возможно, не является элементом бурустасской свиты; 4 – проанализированные образцы (табл. 5, 6); 5 – интерполированные структурные линии; 6 – элементы залегания слоистости; 7 – элементы залегания сланцеватости; 8 – разломы.

слоев 1–3; в частности, в ней отмечены замочки изоклинальных складок. Перечисленные признаки показывают, что пачка накапливалась в иной обстановке, чем нижележащие породы. Эта пачка отделена разрывом от остальной части разреза и, возможно, не имеет отношения к бурустасской свите. С.С. Драчев также исключает эту пачку из состава бурустасской свиты (Драчев, Савостин, 1993). Видимая мощность – 20–25 м.

Вверх по ручью, выше описанных скальных обнажений, также встречаются эпизодические выходы терригенных пород, соответствующих более низким горизонтам бурустасской свиты. В 700 м от устья руч. Предмайского в нижнем течении левого притока обнажены плитчатые песчаники с неправильной линзовидной слоистостью, вызванной, по-видимому, волновыми осцилляци-

ями. В целом нижние видимые горизонты разреза литологически мало отличаются от рассмотренных выше разностей. Степень дислоцированности увеличивается в северном направлении и седиментационные особенности становятся менее отчетливыми.

С учетом складчатости, реконструированная мощность бурустасской свиты в разрезе руч. Предмайского составляет около 300 м. Описанный фрагмент отличается от разреза мыса Бурустас несколько большей мелководностью отложений. Преобладают слоистые песчаники, в том числе – косослоистые, являющиеся, по-видимому, отложениями приливно-отливных течений.

Таблица 1. Результаты подсчета обломочных зерен в 5 представительных образцах песчаника бурустасской свиты

| № образца | Qm | Qp | QF | F | P | K | Lv | Ls | Lm | Col | Op | ? | Sec | Mtx | SUM |
|-----------|----|----|----|----|----|---|-----|----|----|-----|----|---|-----|-----|-----|
| 135/1 | 27 | 6 | — | 61 | 13 | 4 | 70 | 13 | 2 | 3 | 1 | 4 | 4 | 84 | 200 |
| 135/2 | 72 | 3 | 5 | 56 | 12 | 7 | 107 | 26 | 10 | 1 | 1 | 4 | 19 | 126 | 300 |
| 145/8 | 42 | 4 | 2 | 48 | 12 | — | 150 | 29 | 12 | 6 | — | 6 | 19 | 107 | 305 |
| 146/1 | 71 | 14 | 3 | 72 | 13 | 9 | 71 | 11 | 22 | 9 | 5 | 8 | 6 | 106 | 300 |
| 304/3 | 59 | 4 | 2 | 69 | 4 | — | 117 | 26 | 14 | 3 | 2 | 5 | 4 | 126 | 300 |

Примечание. Qm – монокристаллический кварц; Qp – поликристаллический кварц; QF – сростки кварца с полевым шпатом; F – полевые шпаты без разделения; P – плагиоклазы; K – КПШ; Lv, Ls, Lm – зерна вулканических, осадочных и метаморфических пород; Col – цветные минералы; Op – рудные минералы; ? – зерна неясного происхождения; Sec – аутигенные минералы; Mtx – матрикс; SUM – сумма точек на диагностируемых обломочных зернах.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Граувакковый состав песчаников был очевиден еще на стадии их полевого изучения. В лупу видно, что они содержат большое количество зерен полевого шпата и литокластов, сопоставимое с количеством кварцевых песчинок или превышающее его. В некоторых пластах наблюдалась заметная сепарация обломочного материала по удельному весу: нижние части пластов обогащены зернами рудных минералов. Характерной особенностью бурустасской свиты во всех осмотренных обнажениях является присутствие крупных чешуй детритовой белой слюды. Зеленые песчаники мыса Бурустас содержат ясно различимые обломки зеленых пород, среди которых предположительно диагностированы неправильные чешуи хризотила размером до 2 мм.

Изучение пород под микроскопом подтверждает граувакковый состав песчаников. Результаты подсчета обломочных зерен в пяти представительных образцах показали, что среди них преобладают литокласти, количество которых составляет около половины всех обломков, а иногда достигает 65%. Зерна полевых шпатов составляют 20–

40%; кварца – 15–30% от общего количества диагностированных зерен (табл. 1, 2). Хотя эти 5 шлифов не охватывают всего разнообразия пород, они достаточно точно отражают средний состав преобладающих песчаников, который сравнительно однороден на всей исследованной площади. Иногда встречаются разности с более высоким содержанием (до половины) кварцевых зерен и разности, в которых обломки полевого шпата содержатся в большем количестве, чем литокласти. Количество рудных и акцессорных минералов в базальных частях прослоев песчаника иногда достигает 10%. Объем цемента составляет 25–30%, что приблизительно соответствует поровому пространству уплотненного песка. В западной части площади объем цемента меньше за счет большего уплотнения и регенерации кварцевых зерен. Здесь цемент местами полностью замещен хлорит-серицитовым чешуйчатым агрегатом.

Среди кварцевых зерен преобладают плохоокатанные, а иногда и совершенно неокатанные остроугольные, в том числе – клиновидные обломки, но встречаются также и круглые песчинки. Большая часть зерен сложена монокристаллическим кварцем с волнистым, редко – с прямым погасанием. Поликристаллический кварц имеет второстепенное значение. Встречаются мозаичные агрегаты с взаимным прорастанием (преобладают) и со стилолитовыми швами. Обычно кварц содержит незначительное количество мелких газовых или газово-жидких включений. Срастания с другими минералами наблюдались редко. Преимущественно – это сростки с полевым шпатом (обломки гранитов?). В единичных случаях встречены срастания с мусковитом, включения циркона и апатита. Перечисленные характеристики позволяют предполагать, что главным источником кварцевой кластики являлись метаморфические породы и граниты, подчиненным – кварцевые жилы (Симонович, 1978). Незначительное количество округлых чистых монокристаллических зерен, возможно, имеет вулканический генезис.

Таблица 2. Процентные соотношения компонентов песчаников Бурустасской свиты (%)

| № образца | Q% | F% | L% | Mtx% | Lv | Ls | Lm |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|
| 135/1 | 16.5 | 39.0 | 44.5 | 29.5 | 82.3 | 15.2 | 2.3 |
| 135/2 | 26.0 | 25.6 | 48.4 | 29.5 | 74.8 | 18.1 | 6.9 |
| 145/8 | 15.4 | 20.0 | 64.6 | 25.9 | 78.5 | 15.1 | 6.2 |
| 146/1 | 29.0 | 31.6 | 39.3 | 26.1 | 68.2 | 10.5 | 21.1 |
| 304/3 | 21.3 | 24.6 | 54.1 | 29.5 | 74.5 | 16.5 | 8.9 |

Примечание. Q% = (Qm + Qp + QF/2)/SUM; F% = (QF/2 + F + P+K)/SUM; L% = (Lv + Ls + Lm + Col + Op)/SUM; Mtx% = Mtx/(Mtx + SUM); Lv = Lv/(Lv + Ls + Lm); Ls = Ls/(Lv + Ls + Lm); Lm = Lm/(Lv + Ls + Lm). Аббревиатуры см. в примечании к табл. 1.

Таблица 3. Химический состав некоторых обломочных минералов в бурустасских песчаниках

| № об-разца | Минерал | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O |
|------------|----------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|
| 303/1 | Гранат | 41.31 | | 25.05 | | 25.88 | 2.90 | 2.90 | 1.20 | | |
| 303/1 | Гранат | 42.59 | | 23.79 | | 26.32 | 0.90 | 3.39 | 2.29 | | |
| 146/1 | Гранат | 40.57 | | 23.74 | | 25.49 | 5.01 | 3.24 | 1.83 | | |
| 303/1 | Ильменит | | 53.06 | | 0.25 | 43.73 | | 0.90 | | | |
| 301/3 | Ильменит | | 53.41 | | | 41.95 | 2.52 | | | | |
| 303/1 | Хлорит | 32.56 | | 28.48 | | 23.90 | | 14.63 | | | |
| 303/1 | Хлорит | 35.29 | 0.59 | 27.65 | | 22.57 | | 12.55 | | | 0.57 |
| 146/1 | Хлорит | 32.70 | | 26.69 | 1.46 | 26.15 | | 11.76 | | | 0.44 |
| 146/1 | Хлорит | 35.50 | | 25.97 | 1.66 | 23.75 | 0.63 | 9.95 | | | 1.63 |
| 146/1 | Хлорит | 32.57 | | 26.57 | | 29.61 | | 12.86 | | | |
| 146/1 | Хлорит (в мусковите) | 28.45 | | 23.80 | | 36.73 | | 10.22 | | | 0.25 |
| 146/1 | Хлорит (в мусковите) | 28.36 | | 24.10 | | 33.75 | | 12.47 | | | |
| 146/1 | Хлорит (в мусковите) | 26.65 | | 24.96 | | 36.88 | 0.56 | 10.35 | | | |
| 146/1 | Хлорит (в мусковите) | 27.44 | | 24.77 | | 35.32 | | 10.68 | | | 0.28 |
| 146/1 | Мусковит | 49.53 | 0.70 | 35.41 | | 0.99 | | 1.26 | | 1.00 | 10.49 |
| 146/1 | Мусковит | 48.05 | 0.68 | 36.28 | | 2.24 | | 0.50 | 0.46 | 0.58 | 11.01 |
| 304/1 | Мусковит | 46.91 | 1.63 | 37.06 | | 1.64 | | 0.72 | | 0.82 | 10.71 |
| 301/3 | Амфибол | 45.67 | | 18.19 | | 7.62 | | 15.47 | 8.98 | 3.45 | 0.24 |
| 146/1 | Хромит (в хлорите) | | | 9.11 | 59.81 | 17.15 | | 12.11 | | | |

Примечание. Анализ выполнен на электронном анализаторе САМЕСА Самебах в Московском государственном строительном университете. Пустые ячейки указывают на концентрации ниже предела обнаружения.

Зерна полевых шпатов представлены кислым плагиоклазом (альбитом, реже олигоклазом), обычно замутненным в результате вторичных изменений. В значительной части зерен полисинтетическое двойникование отсутствует. Встречены разности с волокнистым или мозаичным перитом, часть которых была проанализирована на микрозонде. Присутствие калиевого полевого шпата в них не подтвердилось, все проанализированные зерна оказались сложенными альбитом. Прокрашивания шлифов проведено не было, но тем не менее, на основании имеющихся наблюдений можно сделать вывод, что если калиевый полевой шпат присутствует в песчаниках, то в крайне незначительном количестве. По-видимому, преобладающая часть обломков плагиоклаза имеет вулканическое происхождение. Иногда наблюдались кристаллы плагиоклаза, включенные в перекристаллизованный фельзитовый базис. Часть обломков полевых шпатов имеет гранитное происхождение, что подтверждается присутствием сростков с кварцем.

Из других минеральных обломков самым распространенным является мусковит. Детритовый мусковит присутствует повсеместно в песчаниках бурустасской свиты и местами слагает чешуи, размером до 2 мм. В зеленых песчаниках запад-

ной части площади детритовый мусковит имеет зеленоватый оттенок, а иногда ясно выраженный зеленый цвет. В шлифах видно, что окраска вызвана присутствием ламмелей хлорита. Несколько зерен мусковита и сосуществующего хлорита проанализированы (табл. 3). Хлорит однороден по составу и является высокожелезистым. Подобные срастания железистого хлорита и мусковита являются, вероятно, продуктом замещения биотита или фенита.

В незначительном количестве породы содержат чешуи хлорита, обломки роговой обманки, эпидота, альмандинового граната (табл. 3). В одной из протолочек гранат сохранил тонкую скульптуру граней и совершенно не окатан. Единственный анализ амфибила отвечает паргаситу, характерному для ассоциаций высокого давления и умеренных-высоких температур. Присутствие обломков серпентина, отмечавшееся в поле, в лаборатории не подтвердилось. Зеленые чешуйчатые агрегаты оказались сложенными хромистым хлоритом (табл. 3), который обычно развивается по ортопироксену и оливину ультраосновных пород. Он содержит включения высокохромистого шпинелида (табл. 3), типичного для дунитов-гарцбургитов. Такие рыхлые бесформенные обломки вряд ли могли испытать далекий перенос; их ис-

точником являлись серпентиниты, подобные тем, что обнажены в окрестностях руч. Предмайского.

Преобладающая часть литокластов отнесена к вулканитам среднего и кислого, реже – основного состава. В большинстве случаев это микрозернистые агрегаты с отдельными микролитами плагиоклаза. Значительная часть зерен сложена агрегатом хлорита, эпидота, цоизита и альбита. Встречаются обломки сериально-порфировых андезитов. Кроме того, значительная часть обломков сложена микрозернистым агрегатом, который интерпретируется как слабораскристаллизованный фельзит. Обломки осадочных пород распространены в меньшем количестве. Встречены кремни, глинистые сланцы, редко-карбонатные породы. Обломки метаморфических пород малочисленны, но присутствуют почти во всех образцах. Они представлены преимущественно хлорит-серицитовыми сланцами и кварцитами.

Наиболее распространенными аксессориями являются циркон, апатит, рутил. Аксессорный циркон представлен чрезвычайно разнообразными по габитусу, цвету и степени окатанности кристаллами, что отчасти является результатом многократного переотложения, характерного для платформенных обстановок. Апатит представлен также разнообразными по форме и степени окатанности кристаллами и их обломками, при этом обращает на себя внимание присутствие в одной из протолочек неокатанных чечевицеобразных и изометричных зерен со скульптурами растворения. Аналогичные кристаллы были сепарированы из протолочек ортоамфиболов юго-восточной части о. Большой Ляховский, и подобные породы мы рассматриваем как наиболее вероятный источник этих специфических кристаллов. Рутил – классический аксессорий обломочных осадочных пород, который, наряду с цирконом, использовался как показатель степени зрелости терригенного материала (Hubert, 1962). Считалось, что он может формироваться в совершенно различных условиях и является космополитным минералом (Минералы осадочных..., 1958). Однако, как показано Э.Р. Форсом (Force, 1980), единственным существенным источником дегритового рутила могут являться только породы высокой степени метаморфизма. Такими породами на изученной территории являются амфиболиты Эмийтасского комплекса. Этот комплекс характеризуется специфической глубинной минерологией, и, в частности, присутствием рутила почти во всех разновидностях пород. Можно с большой степенью достоверности предполагать, что неокатанные кристаллы рутила, присутствующие в протолочках песчаников, происходят из пород, подобных амфиболитам Эмийтасского комплекса.

Рудные минералы бурустассских песчаников представлены преимущественно ильменитом, в меньшем количестве – магнетитом, отдельные зерна сложены хромитом. Неокатанные обломки ильменита, возможно, являются продуктами размыва пород, подобных Эмийтасским амфиболитам, которые повсеместно содержат ильменит, иногда в рудных концентрациях.

ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Состав литокластов однозначно показывает, что одним из главных источников обломочного материала песчаников бурустасской свиты являются вулканиты андезитового, дакитового и, реже, базальтового состава. Такой состав предполагает островодужную природу источника и логично предположить, что им являлась Анюйско-Святонасская островная дуга. Вулканиты и комагматичные им интрузии могли поставлять также обломки кристаллов плагиоклаза и кварца. С этим же источником мы предположительно связываем неокатанные длиннопризматические бесцветные мелкие кристаллы циркона, которые, по-видимому, не испытали длительного переноса.

Вторым главным источником обломочного материала являлся континентальный блок, поставлявший кварцевую кластику, продукты разрушения гранитов и метаморфических пород. Значительная часть такой кластики могла испытывать неоднократное переотложение в породах платформенного чехла прежде, чем попасть в состав бурустасских граувакк. На это указывают окатанные зерна циркона, которые являются обычным компонентом тяжелой фракции песчаников бурустасской свиты. Наиболее очевидным источником этого материала являлся палеозойский – раннемезозойский осадочный чехол, а возможно, и метаморфический фундамент Новосибирской платформы. Последний, вероятно, являлся источником дегритовой слюды. Чешуи белой слюды (мусковит и разложенный биотит) повсеместно распространены в песчаниках бурустасской свиты. Мы предприняли попытку определения возраста слюды Ar-Ar методом. Анализ провел В.А.Пономарчук (ОИГМ СО РАН). Ступенчатый отжиг монофракции мусковита не выявил плато и показал постепенное увеличение концентраций радиогенного аргона при увеличении температуры отжига (табл. 4, рис. 7). Поскольку анализировалась валовая навеска, состоящая из большого количества чешуй, этот результат интерпретируется как гетерогенность дегритовой слюды. Гетерогенность могла быть связана с разновозрастными источниками, либо быть вызвана неоднородным термальным и/или деформационным воздействием на первоначально одновозрастную слюду на протяжении ее воз-

Таблица 4. Концентрация изотопов Ar при ступенчатом нагревании обломочного мусковита, образец 145/8

| Ступень | Возраст, млн. лет | $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | $^{39}\text{Ar}, \%$ |
|---------|-------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|----------------------|
| 1 | 127.9 ± 5.5 | 18.9 ± 0.2 | 0.047 ± 0.0010 | 0.003 ± 0.0010 | 0.023 ± 0.0018 | 9.6 |
| 2 | 285.3 ± 2.1 | 30.7 ± 0.2 | 0.025 ± 0.0004 | 0.002 ± 0.0007 | 0.008 ± 0.0004 | 25.2 |
| 3 | 338.2 ± 2.9 | 36.7 ± 0.3 | 0.028 ± 0.0004 | 0.005 ± 0.0002 | 0.009 ± 0.0005 | 40.7 |
| 4 | 377.8 ± 3.3 | 43.4 ± 0.4 | 0.027 ± 0.0007 | 0.001 ± 0.0022 | 0.017 ± 0.0010 | 50.9 |
| 5 | 432.2 ± 3.2 | 48.2 ± 0.3 | 0.025 ± 0.0006 | 0.006 ± 0.0004 | 0.012 ± 0.0003 | 61.2 |
| 6 | 448.4 ± 4.0 | 50.0 ± 0.3 | 0.026 ± 0.0005 | 0.006 ± 0.0007 | 0.012 ± 0.0009 | 70.9 |
| 7 | 464.5 ± 2.9 | 52.2 ± 0.3 | 0.025 ± 0.0006 | 0.006 ± 0.0004 | 0.013 ± 0.0005 | 80.1 |
| 8 | 474.5 ± 6.0 | 53.5 ± 0.7 | 0.028 ± 0.0010 | 0.008 ± 0.0006 | 0.014 ± 0.0006 | 87.5 |
| 9 | 499.3 ± 7.6 | 55.4 ± 0.5 | 0.027 ± 0.0019 | 0.008 ± 0.0008 | 0.010 ± 0.0022 | 94.9 |
| 10 | 510.6 ± 4.4 | 59.5 ± 0.4 | 0.040 ± 0.0063 | 0.017 ± 0.0022 | 0.019 ± 0.0012 | 98.3 |
| 11 | 529.3 ± 10.7 | 82.9 ± 0.5 | 0.073 ± 0.0029 | 0.013 ± 0.0073 | 0.090 ± 0.0042 | 100.0 |

Примечание. Анализ проведен В.А. Пономарчуком (ОИГГМ, г. Новосибирск).

многочного многократного захоронения в осадочных толщах. Второй вариант представляется более правдоподобным и свидетельствует о вендском – раннепалеозойском возрасте источника. Нельзя также исключить, что в число возможных источников подобной кластики входили террейны, расположенные в современной структуре южнее Аньйско-Святоносской дуги. К моменту накопления пород бурустасской свиты коллаж террейнов Северо-Восточной Азии, включающий и континентальные блоки, уже в значительной мере сформировался (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 2001).

Второстепенным, но важным для определения тектонической обстановки, источником обломочного материала являлись гипербазиты и, возможно, амфиболиты. Продуктами их размыва являются хромшпинелид, хромистый хлорит и часть зерен рутила, ильменита, апатита, амфибола.

Таким образом, минеральный состав терригенных пород бурустасской свиты свидетельствует о том, что источниками кластического материала являются: вулканическая островная дуга (1), древняя платформа (2) и экзотические отторженцы океанических и островодужных глубинных пород, такие как серпентиниты и амфиболиты (3).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД БУРУСТАССКОЙ СВИТЫ

В нашем распоряжении имеются 12 силикатных анализов и 5 анализов малых и редкоземельных элементов песчаников и аргиллитов бурустасской свиты (табл. 5, 6). Польза от геохимических данных для нас была не очевидной, учитывая множественность источников терригенного материала и его вероятное фракционирование по удельному весу и гранулометрическому составу. Однако существует обширная литература, в кото-

рой обсуждаются геохимические особенности терригенных осадков, делаются выводы о составе пород в питающих провинциях и о тектонической обстановке осадконакопления (Argast, Donelly, 1987; Bhatia, 1983, 1985; Cox, Lowe, 1995; Dinelly et al., 1999; McLennan et. al., 1995 и ссылки в этих работах), поэтому мы решили также попытаться использовать имеющиеся данные. Как оказалось, составы проанализированных нами пород сравнительно однородны и обладают, в целом, отчетливой индивидуальностью, которую мы постараемся, по возможности, проинтерпретировать.

Главные элементы

Прежде, чем перейти к интерпретации химического состава бурустасских терригенных пород, следует оценить в какой степени вариации состава вызваны фракционированием обломочного материала в процессе осадконакопления. Степень такого фракционирования может быть проиллюстрирована вариационными диаграммами, подобными харкеровским диаграммам, применяемым в магматической петрологии (Argast,

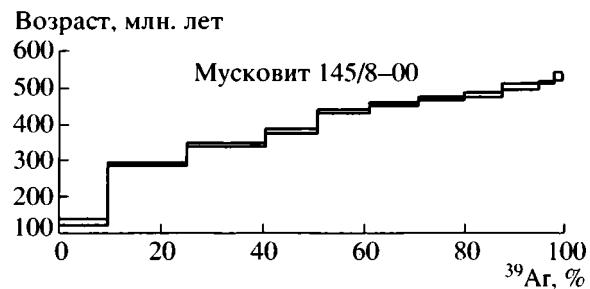


Рис. 7. График выделения радиогенного аргона при ступенчатом отжиге детритового мусковита, извлеченного из песчаника 145/8 (см. рис. 5 и табл. 4).

Таблица 5. Химический состав песчаников и аргиллитов бурустасской свиты

| Оксисел | Песчаники | | | | | | | | | | Аргиллиты | | | GRW | MP | UC |
|--------------------------------|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 135/1 | 135/2 | 145/1 | 145/8 | 146/1 | 148/3 | 205/1 | 303/1 | 304/3 | Среднее | 146/5 | 304/4 | 304/9 | | | |
| SiO ₂ | 71.54 | 71.25 | 70.14 | 69.77 | 73.83 | 68.49 | 69.25 | 65.14 | 72.88 | 70.26 | 58.01 | 60.89 | 59.68 | 69.55 | 70.04 | 66.00 |
| TiO ₂ | 1.03 | 1.07 | 0.85 | 1.02 | 1.06 | 1.86 | 0.93 | 0.95 | 0.94 | 1.08 | 1.20 | 1.10 | 1.17 | 0.72 | 0.98 | 0.50 |
| Al ₂ O ₃ | 12.94 | 13.26 | 14.17 | 14.12 | 12.25 | 13.39 | 13.16 | 14.90 | 13.78 | 13.55 | 22.21 | 20.15 | 20.85 | 13.59 | 15.91 | 15.20 |
| Fe ₂ O ₃ | 7.69 | 7.47 | 7.88 | 8.37 | 6.75 | 9.21 | 9.34 | 12.05 | 5.88 | 8.28 | 8.32 | 8.62 | 8.72 | 5.94 | 6.67 | 4.50 |
| MnO | 0.12 | 0.12 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.12 | 0.14 | 0.13 | 0.12 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.12 | 0.10 | 0.07 | 0.10 |
| MgO | 2.27 | 2.19 | 2.37 | 2.72 | 1.84 | 2.16 | 3.01 | 3.47 | 1.75 | 2.42 | 3.44 | 3.45 | 3.92 | 2.32 | 1.79 | 2.20 |
| CaO | 0.37 | 0.46 | 0.34 | 0.38 | 0.45 | 0.61 | 0.62 | 0.81 | 0.49 | 0.50 | 0.34 | 0.37 | 0.47 | 2.62 | 0.43 | 4.20 |
| Na ₂ O | 2.81 | 2.77 | 2.41 | 1.84 | 2.50 | 1.91 | 2.49 | 1.35 | 2.14 | 2.24 | 1.16 | 1.82 | 0.84 | 3.02 | 1.11 | 3.90 |
| K ₂ O | 1.09 | 1.27 | 1.56 | 1.50 | 1.05 | 2.05 | 0.90 | 1.06 | 1.86 | 1.37 | 5.02 | 3.35 | 4.05 | 2.01 | 2.83 | 3.40 |
| P ₂ O ₅ | 0.14 | 0.13 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.20 | 0.16 | 0.15 | 0.14 | 0.15 | 0.19 | 0.15 | 0.18 | 0.13 | 0.17 | |
| LOI | 2.58 | 2.91 | 2.81 | 2.76 | 2.13 | 3.50 | 2.88 | 3.53 | 2.38 | 2.83 | 4.85 | 4.48 | 4.68 | | 3.2 | |

Примечание. Анализы пересчитаны на 100% "сухой" состав. 135/1, 135/2 – р. Усук-Юрях (см. рис. 3); 145/1, 145/8, 146/1, 146/5, 148/3 – мыс Бурустас; 205/1 – р. Правый Нерпалах; 303/1, 304/3, 304/5, 304/9 – руч. Предмайский; GRV – средняя граувакка по (Wedepohl, 1995); MP – граувакка Миллпорт, среднее из 23 анализов, (Argast, Donelly, 1987); UC – верхняя кора (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Анализы выполнены методом рентгено-флуоресцентного анализа в остеоклованных таблетках в ОИГМ, г. Новосибирск.

Donelly, 1987). Вариационные тренды на подобных диаграммах будут представлять собой линию смешения в двух- или трехкомпонентной системе. В нашем случае главными компонентами являются: 1) кварц + полевые шпаты + литокласти кислого состава, которые слабо фракционируются в осадочном процессе; 2) глинистые минералы (преимущественно иллит или смектит); 3) минералы тяжелой фракции. Если принять концентрацию глинозема как индекс фракционирования, то, как видно на диаграммах, аналитические точки песчаников и аргиллитов образуют два обособленных сравнительно компактных кластера, соответствующих конечным членам вариационных серий (рис. 8). Это свидетельствует о том, что вариации химического состава бурустасских пес-

чаников лишь в незначительной степени вызваны фракционированием минеральных зерен в процессе осадконакопления и отражают суммарный валовый состав кластики в источниках обломочного материала.

Первое, что бросается в глаза при взгляде на таблицу силикатных анализов – высокие концентрации в песчаниках TiO₂ (0.85–1.86%, среднее 1.05%) и Fe₂O₃* (5.88–12.05%, среднее 8.28%), не соответствующие сравнительно высокой кремнеземистости и намного превышающие содержания этих окислов в типичных граувакках разных геодинамических обстановок (Bhatia, 1983). Причина высоких концентраций очевидна – большое содержание рудных детритовых минералов: рутила,

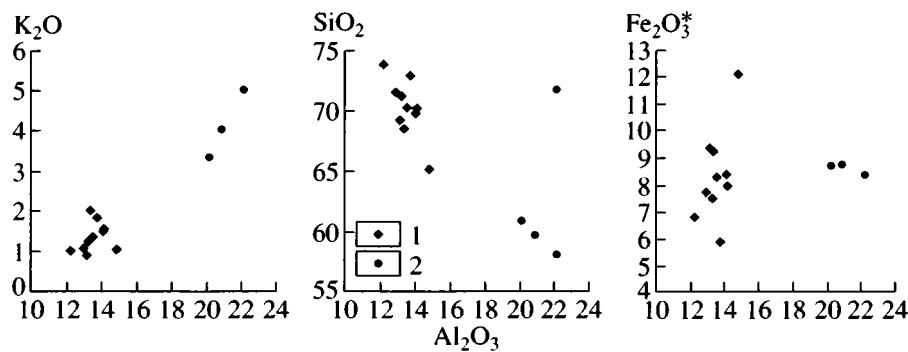


Рис. 8. Вариационные диаграммы для терригенных пород бурустасской свиты.
1 – песчаники; 2 – аргиллиты.

Таблица 6. Концентрации малых и редкоземельных элементов (г/т) в терригенных породах бурустасской свиты

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|
| | 145/8 | 146/1 | 303/1 | 304/3 | 304/4 | GRW | UC |
| Sc | 19.1 | 11.5 | 14.8 | 12.9 | 21.1 | 16 | 11 |
| V | 112 | 117 | 133 | 115 | 169 | 98 | 60 |
| Cr | 134 | 142 | 118 | 111 | 134 | 88 | 35 |
| Co | 18.4 | 13.1 | 20.1 | 11.7 | 11.2 | 15 | 10 |
| Ni | 67.5 | 47 | 76.5 | 42.8 | 59.8 | 24 | 20 |
| Rb | 51.9 | 36.5 | 35.7 | 59.2 | 105 | 72 | 112 |
| Sr | 57.9 | 66 | 155 | 94.7 | 85.6 | 201 | 350 |
| Y | 35.5 | 27 | 33.7 | 33.6 | 42.2 | 26 | 22 |
| Zr | 211 | 213 | 197 | 193 | 257 | 302 | 190 |
| Nb | 17.2 | 18.4 | 17.1 | 16.4 | 22 | 8.4 | 25 |
| Ba | 344 | 304 | 251 | 220 | 699 | 426 | 550 |
| Hf | 5.22 | 5.6 | 4.92 | 5.13 | 6.85 | 3.5 | 5.8 |
| Pb | 4.38 | 2.99 | 6.34 | 4.26 | 10.9 | 14.2 | 20 |
| Th | 10.5 | 13 | 9.58 | 11 | 15.2 | 9 | 10.7 |
| U | 2.72 | 2.85 | 2.39 | 2.72 | 3.9 | 2 | 2.8 |
| La | 28.1 | 21.9 | 25.6 | 30.5 | 40 | 34 | 30 |
| Ce | 63 | 50.1 | 58 | 66.6 | 80.9 | 58 | 64 |
| Pr | 7.85 | 6.3 | 7.24 | 7.92 | 9.74 | 6.1 | 7.1 |
| Nd | 31.1 | 24.3 | 29.4 | 31.4 | 37.3 | 25 | 26 |
| Sm | 6.35 | 4.79 | 5.99 | 6.07 | 7 | 4.6 | 4.5 |
| Eu | 1.42 | 1.1 | 1.45 | 1.53 | 1.38 | 1.2 | 0.88 |
| Gd | 5.54 | 4.19 | 5.82 | 5.72 | 6.17 | 4 | 3.8 |
| Tb | 0.884 | 0.725 | 0.917 | 0.877 | 1.05 | 0.63 | 0.64 |
| Dy | 5.1 | 4.3 | 5.21 | 5.24 | 6.21 | 3.4 | 3.5 |
| Ho | 1.16 | 1 | 1.17 | 1.17 | 1.48 | 0.78 | 0.8 |
| Er | 2.85 | 2.65 | 2.98 | 3.07 | 4.06 | 2.2 | 2.3 |
| Tm | 0.438 | 0.415 | 0.463 | 0.468 | 0.624 | н.д. | 0.33 |
| Yb | 2.86 | 2.73 | 2.75 | 2.89 | 4.18 | 2.1 | 2.2 |
| Lu | 0.405 | 0.403 | 0.414 | 0.442 | 0.616 | 0.37 | 0.32 |
| Th/Sc | 0.55 | 1.13 | 0.65 | 0.85 | 0.72 | 0.56 | 0.97 |

Примечание. 1–4 – песчаники; 5 – аргиллит; 6 – средняя граувакка по (Wedepohl, 1995); 7 – модельный состав верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Анализ выполнен методом ICP-MS в ИМГРЭ. См. также подпись к табл. 5.

ильменита, титаномагнетита и магнетита, которые преимущественно поступали в осадок из пород, подобных оphiолитам и амфиболитам о. Большой Ляховский. Вторая особенность бурустасских песчаников – крайне низкая концентрация CaO (0.34–0.81%, среднее – 0.50%). Причиной низкой известковистости отложений могло являться удаление CaO из источника в процессе химического выветривания, а также и из осадка при раннем диагенезе (Cox, Lowe, 1995; Argast, Donelly, 1987). С этим предположением согласуется сравнительно низкая концентрация в песчаниках

Na₂O, который также легко подвергается выщелачиванию как из горных пород источника, так и из осадка при диагенезе. В литературе описаны граувакки со столь же низкой концентрацией CaO. К ним, например, относятся песчаники Миллпорт свиты Райнстрит в штате Нью-Йорк (Argast, Donelly, 1987). Среднее из 23 анализов этих песчаников помещено в табл. 5. Отложения представляют собой молассу, накапливавшуюся во время Акадской орогении в обстановке про-дельты – открытого шельфа. Судя по петрографическому описанию, эти породы, несмотря на

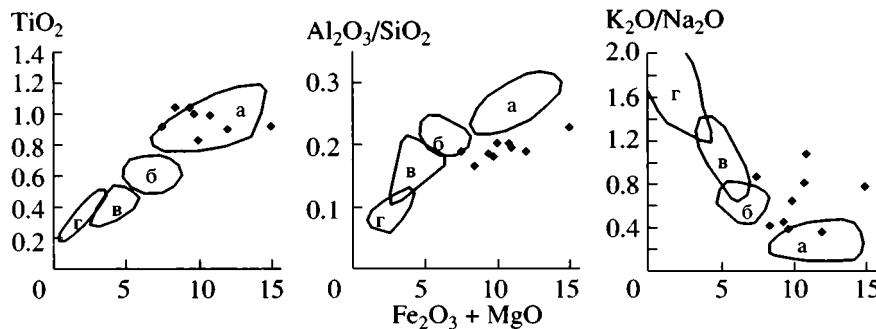


Рис. 9. Дискриминационные диаграммы, основанные на соотношениях породообразующих окислов (Bhatia, 1983). Контуры обозначают следующие тектонические обстановки: а – океанические дуги, б – континентальные дуги, в – активные континентальные окраины, г – пассивные окраины.

низкие концентрации CaO и Na₂O, также содержат значительное количество обломочного пла-гиоклаза (Argast, Donelly, 1987).

Для систематизации и сопоставления химических составов песчаников М.Бхатия (Bhatia, 1983) предложил использовать следующие параметры: $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$; TiO₂; Al₂O₃/SiO₂; K₂O/Na₂O; Al₂O₃/(CaO + Na₂O). Отчетливые различия этих параметров были выявлены в результате статистической обработки анализов песчаников, накапливавшихся в разных тектонических обстановках. Выбор этих параметров комментируется следующим образом: Fe и Ti являются малоподвижными элементами; Mg, хотя и является элементом существенно более подвижным, все же может быть использован, учитывая быструю скорость захоронения осадков в большинстве обстановок с терригенным осадконакоплением; отношение Al₂O₃/SiO₂ показывает обогащенность песчаников кварцевой кластикой; отношение K₂O/Na₂O указывает на соотношение плахиоклаза, с одной стороны, и калиевого полевого шпата и слоистых силикатов – с другой (Bhatia, 1983). Параметр Al₂O₃/(CaO + Na₂O) не может быть нами использован из-за нетипичной для граувакк крайне низкой концентрации извести. Отношение K₂O/Na₂O используется во многих работах для идентификации вулканогенных источников кластики: в случае K₂O/Na₂O < 1 роль такой кластики в граувакках велика, если K₂O/Na₂O > 1, то песчаники образовались за счет континентального источника (McLennan et al., 1990; Bock et al., 1998). Как видно на диаграммах, предложенных Бхатиа (рис. 9), по концентрациям Fe₂O₃ + MgO и TiO₂ бурестасские граувакки соответствуют осадкам, образовавшимся в островодужной обстановке; по параметрам Al₂O₃/SiO₂ и K₂O/Na₂O, – отложениям, образовавшимся за счет континентальных островных дуг. Такой результат отражает высокую концентрацию вулканической кластики в бурестасских граувакках и свидетельст-

вует о существенной роли Анюйско-Святоносской островной дуги в снабжении обломочным материалом бурестасского бассейна.

Малые элементы

В нашем распоряжении имеются 4 анализа песчаника и один анализ аргиллита (табл. 6). Таблица демонстрирует сравнительно однородные концентрации малых элементов. Такое усреднение составов, по-видимому, можно объяснить многократным перемешиванием материала и незначительным фракционированием минералов тяжелой фракции, таких как циркон, рутил, гранат, ильменит и других, преимущественно концентрирующих малые элементы. В глинистом сланце концентрации малых элементов, включая наименее мобильные из них, такие как Sc, Th, Zr, Hf, REE (редкоземельные элементы) и др., несколько выше, чем в песчаниках, что объясняют эффектом сорбции глинистым веществом тяжелых элементов с одной стороны и присутствием стерильного кварца в песчаниках – с другой (Cox, Lowe, 1995; McLennan et al., 1990).

По сравнению с концентрациями малых элементов в стандартных граувакках, терригенные породы бурестасской свиты содержат повышенные концентрации хрома (в среднем – 128 г/т) и никеля (в среднем 59 г/т) (табл. 6), что можно расценить как указание на присутствие ультраосновных пород в области сноса.

В породах также наблюдаются относительно высокие содержания тяжелых редких земель и иттрия, концентраторами которых обычно служит гранат и, в меньшей степени, амфиболы и пироксены, а также ниобия, который накапливается в обычных гранитных акцессориях и в рутиле. Источниками этих акцессориев могли являться метаморфические породы, в том числе – амфиболиты Эмийтасского типа. Если бы преимущественным источником ниobia являлись кислые ме-

таморфиты и граниты, то осадки содержали бы также повышенные концентрации циркония.

Параметром, весьма чувствительным к составу источника, по мнению Мак-Леннана и его соавторов (McLennan et al., 1990), является отношение Th/Sc. Причину этого авторы видят в том, что эти элементы не принимают участия в гипергенных процессах и полностью поступают в терригенные осадки в процессе седиментации. Sc входит также в состав карбонатных минералов осадочных пород (Dinelly et al., 1999), но для бурустасских песчаников эта поправка может не учитываться. Отношение Th/Sc меняется в проанализированных породах в весьма широких пределах и в большинстве случаев является более низким, чем в средней коре, что указывает на заметную роль вулканогенного источника (McLennan et al., 1990).

Редкоземельные элементы

Спектры редких земель в терригенных осадках рассматриваются как наиболее объективный и информативный инструмент, позволяющий судить о типе источника кластики и о тектонической обстановке осадконакопления (Bhatia, 1985, Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Распределение РЗЭ весьма однородно в проанализированных образцах (рис. 10). В глинистом сланце наблюдаются несколько более высокие концентрации РЗЭ, чем в существующих песчаниках. Такая ситуация является типичной для турбидитов (McLennan et al., 1995), ее причины обсуждались ранее. Бурустасские терригенные породы характеризуются сравнительно плоскими графиками распределения тяжелых РЗЭ (среднее значение $Gd(n)/Yb(n) = 1.5$), умеренной европиевой аномалией (среднее $Eu/Eu^* = 0.73$) и умеренным фракционированием легких редких земель (среднее значение $La(n)/Sm(n) = 3.1$). По этим особенностям спектра РЗЭ бурустасские осадки удивительно сходны с модельным составом верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) и средними стандартными составами терригенных пород, полученных при ее разрушении, таких как средняя граувакка (Wedepohl, 1987) (табл. 6) и средний состав постархейского глинистого сланца Австралии (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Сходное распределение РЗЭ наблюдается также и в среднем андезите (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). В целом, бурустасские терригенные осадки отличаются от перечисленных стандартных составов несколько меньшей степенью общего фракционирования РЗЭ ($La(n)/Yb(n) = 6.8$) и несколько более высокими концентрациями тяжелых РЗЭ (табл. 6). Такое отличие можно интерпретировать как указание на заметную примесь материала из источников со слабофракционированными РЗЭ (толеиты) и/или заметное участие в составе тяжелой фракции минералов-концентраторов тяжелых РЗЭ, таких как гранат.

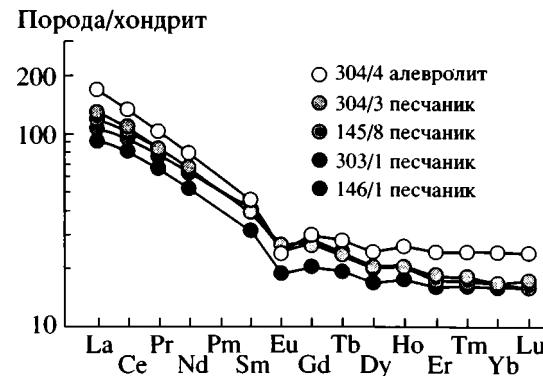


Рис. 10. Распределение редкоземельных элементов в терригенных породах бурустасской свиты. Состав хондрита по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Подводя итоги, мы можем сделать следующие выводы: 1) химический состав бурустасских осадков свидетельствует о значительной роли вулканических пород в источниках обломочного материала; 2) существенное влияние на химический состав отложенийоказал магматический источник, включавший породы основного и ультраосновного состава; 3) глинистые и песчаные осадки формировались из одних и тех же источников.

Эти выводы показывают, что геохимическое изучение осадочных пород позволяет выявить некоторые особенности их состава, которые не могут быть оценены на основе петрографического исследования. Любопытно, что по минералогическим и петрографическим критериям можно было бы ожидать значительной дисперсии в концентрациях элементов: мы специально старались отобрать для анализа образцы максимально различавшиеся по составу пордообразующих и акцессорных минералов. Однако геохимические данные демонстрируют удивительную однородность химического состава проанализированных пород.

ВОЗРАСТ ПОРОД БУРУСТАССКОЙ СВИТЫ

Петрографический, минеральный и химический состав пород бурустасской свиты указывает на то, что они содержат продукты размыва вулканитов островной дуги (1), а также размыва (и рециклиинга) фундамента (?) и чехла континентального блока (2); второстепенным источником являлись серпентиниты и амфиболиты (3). Мы предположили, что первым источником являлись породы Анюйско-Святоносской дуги, вторым – породы Новосибирской платформы, а третьим – аллохтонные тектонические клинья и покровы, сложенные породами офиолитовой ассоциации и амфиболитами, подобными тем, которые выходят в юго-восточной части о. Большой Ляховский. Одновременное участие всех

этих источников в заполнении бурустасского бассейна свидетельствует о том, что он формировался одновременно с процессом коллизии Анюйско-Святоносской дуги и Новосибирской платформы. Мы предполагаем, что во время накопления терригенных пород вулканизм в Анюйско-Святоносской дуге прекратился; Анюйский океан закрылся и фрагменты его литосферы были выведены на уровень эрозионного среза. Возраст этих событий датируется не вполне определенно в интервале от конца юры до середины неокома (Натальин, 1984; Парфенов, 1984; Зоненшайн и др., 1990; Sokolov et al., 2002). Это событие, вероятно, не было одномоментным. В районе мыса Святой Нос вулканиты датируются оксфордом-киммериджем, в Южно-Ануйском районе присутствуют также и нижнемеловые вулканиты (Парфенов и др., 2001), но мы предполагаем на основании косвенных данных (см. ниже), что Анюйский океан уже полностью закрылся в конце юрского периода. Это предположение подтверждается также биогеографическими данными. В.А.Захаров и его коллеги (Захаров и др., 2002) показали, что в конце юры барьер, разделявший ранее Сибирскую и Канадскую зоогеографические провинции, исчез. Предполагается, что этим барьером служил глубоководный Анюйский океан, закрывшийся в конце юры. Мы не исключаем, что известково-щелочной магматизм мог еще продолжаться какое-то время после начала коллизии.

Эти данные определяют нижний предел возраста синколлизионных осадков, который не может оказаться более древним, чем конец юры. Верхний предел возраста этих осадков может быть определен по прорывающим их дискордантным границам. Наиболее надежным является Ar-Ar определение возраста по биотиту из постколлизионных гранодиоритов из юго-восточной части о. Большой Ляховской, которое соответствует апту (114.4 ± 0.5 млн. лет, Layer et al., 2001). Следовательно, возраст пород бурустасской свиты должен лежать в интервале: конец юры – неоком. Аналогичный возраст имеет также синколлизионная моласса в Южно-Ануйском районе (Бондаренко и др., 2003). Этот вывод, основанный на косвенных данных, позволил нам предположить, что установленный ранее пермо-триасовый возраст бурустасской свиты базируется на переотложенных органических остатках и не отвечает времени осадконакопления.

Нами предпринята попытка определить вероятный нижний предел возраста свиты посредством трекового датирования наиболее молодых популяций обломочного циркона. Мы исходили из того, что если Анюйско-Святоносская дуга действительно поставляла продукты разрушения вулканитов кислого и среднего состава в бурустасский бассейн, то осадки должны содержать

циркон юрского возраста. В составе тяжелой фракции песчаников бурустасской свиты действительно присутствовали свежие длиннопризматические неокатанные бесцветные кристаллы циркона, которые можно было бы связать с этим источником.

Методом трекового датирования проанализированы цирконы, выделенные из двух образцов песчаников мыса Бурустас. В обоих образцах присутствуют цирконы разнообразного цвета, габитуса и степени окатанности. Особенности метода изложены в работах (Brandon, Vance, 1992; Garver et al., 2000; Бондаренко и др., 2003). Короткое время травления и наблюдаемое присутствие разновозрастных трековых популяций указывают на то, что цирконы не были полностью перегреты после седиментации и сохранили информацию о первоначальном возрасте закрытия трековой системы в области источника (около 200°C). Из каждого образца датировано по 40 зерен циркона из наиболее молодых популяций (рис. 11). Информация о возрасте древних популяций отсутствует, так как для их анализа требуется специальная пробоподготовка с меньшим временем травления препаратов.

Подсчет треков распада показал, что оба образца содержат одну и ту же популяцию циркона, возраст которой составляет около 160 млн. лет (163.7 ± 9.3 и 159.0 ± 23.8 млн. лет) (рис. 11). Мы предполагаем, что источником этих цирконов могла быть Анюйско-Святоносская дуга, в которой описаны оксфордские известково-щелочные андезиты и базальты и комагматические диориты (Парфенов и др., 2001). Кроме того, образец 146/1 содержит популяцию циркона с возрастом 119.6 ± 14.5 (1σ) млн. лет. Популяция сложена преимущественно эвгедральными кристаллами, но значение возраста является слишком молодым, чтобы можно было связать его с магматической активностью в Святоносской дуге. Возможны следующие варианты интерпретации происхождения этой популяции.

1. Возраст соответствует вулканической активности в отдаленном источнике. На Чукотке известны известково-щелочные лавы и туфы кислого состава неокомского возраста, которые связывают с магматизмом в Олойской дуге (Парфенов и др., 2001; Sokolov et al., 2002).

2. Источником цирконов могли являться комплексы горных пород, выведенные на уровень эрозионного среза в заключительные фазы орогенеза. В таком случае возраст популяции отражает время пересечения этими комплексами изотермы 200°C . С учетом нижнего доверительного интервала, возраст не выходит за ожидаемые пределы времени накопления пород бурустасской свиты, которая, как показано выше, накапливалаась одновременно с орогенезом.

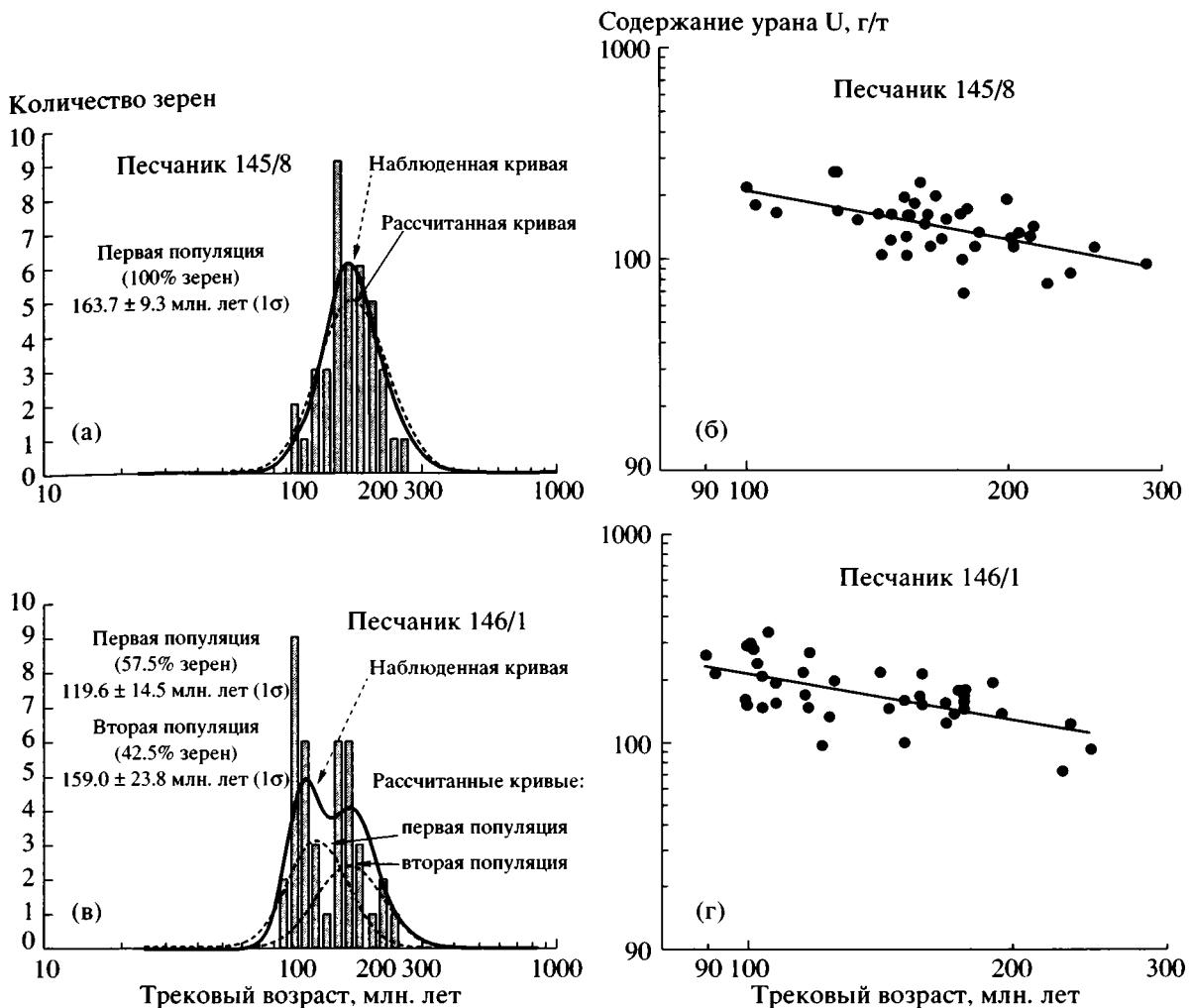


Рис. 11. а, в – графики распределения трековых возрастов дегритовых зерен циркона из песчаников бурустасской свиты. Для вычисления значений возраста отдельных зерен циркона и анализа распределений возрастов использованы программы Zetaage 4.7 и Binomfit 1.8 (Brandon, 2002); б, г – графики зависимости трековых возрастов зерен циркона от содержания в них урана. Привязку образцов см. на рис. 5. Анализ выполнен в лабораториях минералогического и трекового анализа ГИН РАН и Юнион Колледжа (Скенектади, штат Нью-Йорк, США).

3. Возраст популяции близок к возрасту расположенного поблизости гранитного – гранодиоритового массива (114.4 ± 0.5 млн. лет, Layer et al., 2001), что заставляет обсудить возможность вторичного отжига. В образце 146/1 по данным трекового датирования распознается несколько разновозрастных популяций циркона. Обычно это указывает на то, что цирконы не испытали вторичного отжига. Однако известны примеры, когда в образце присутствуют несколько популяций циркона, но треки в одних зернах циркона подверглись отжигу, а в других нет (Hasebe et al., 1993; Garver et al., 2004). Обычно это происходит в случае достаточно длительного времени нахождения породы в зоне температур, близких к температуре закрытия трековой системы в цирконе (около 200°C), а цирконы, содержащиеся в породе, имеют различные свойства и в разной степени

подвержены отжигу треков (Garver et al., 2004). Свойства циркона, которые влияют на отжиг треков, изучены слабо, но одним из главных факторов является концентрация урана: в первую очередь отжигу подвергаются высокоурановые цирконы. На диаграмме трековый возраст – содержание урана, отожженные зерна обычно образуют обособленный кластер, не связанный линейной зависимостью с остальными цирконами (Garver et al., 2004). Распределение аналитических точек образца 146/1 на диаграмме не позволяет надежно оценить вероятность вторичного отжига, хотя и показывает, что популяция с возрастом 119.6 ± 14.5 млн. лет является статистически более урановой (рис. 11, г). Мы не можем полностью исключить вариант частичного вторичного отжига, так как песчаники мыса Бурустас содержат новообразованный хлорит и се-

рицит, что свидетельствует о некотором термальном воздействии на породы. Для окончательного решения вопроса мы предполагаем в дальнейшем датировать трековым методом цирконы из разреза руч. Предмайского, где породы изменены существенно слабее, и/или датировать цирконы U-Pb методом, для которого температура закрытия изотопной системы значительно выше.

Таким образом, результаты трекового датирования показывают, что бурестасские песчаники содержат средне-позднеюрскую популяцию циркона. Трековый возраст этой популяции отвечает времени закрытия трековой системы в источнике обломочного материала. Циркон мог поступать из магматических пород Анюйско-Святоносской островной дуги и из пород, нагретых некогда до температуры превышающей 200°C и выведенных в верхние горизонты коры в средне-позднеюрское время. Кроме того, в образце 146/1 присутствует раннемеловая трековая популяция циркона. Интерпретация возраста этой популяции неоднозначна и не исключает возможности вторичного отжига циркона в составе осадочной породы.

Полученные прямые данные о нижнем пределе возраста бурестасской свиты хорошо согласуются со всей совокупностью косвенных данных, свидетельствующих о том, что терригенные осадки свиты начали накапливаться не ранее, чем в поздней юре. Этот вывод подтверждается данными о возрасте терригенных флишоидных пород, слагающих острова Столбовой и Малый Ляховский (столбовская свита). Позднеюрский (волжский ярус) – раннемеловой (берриасский и валанжинский ярусы) возраст столбовской свиты обоснован пелециподами. Песчаники столбовской свиты также представляют собой граувакки, петрографически сходные с песчаниками бурестасской свиты (Воронков, 1958; Виноградов, Явшиц, 1975; Вольнов и др., 1999; Дорофеев и др., 1999; Россыпные месторождения..., 2001). Терригенный комплекс позднеюрского – неокомового возраста присутствует также и в Южно-Анюйском районе. Комплекс сложен сланцами и граувакками и содержит конгломераты с обломками океанических и островодужных вулканитов и серпентинитов (Натальин, 1984; Бондаренко и др., 2003).

Таким образом, мы можем сделать вывод о том, что все терригенные флишоидные толщи острова Большой Ляховский являются единым стратиграфическим подразделением, возраст которого, по аналогии с фаунистически-характеризованными толщами острова Столбовой, определяется как волжский ярус поздней юры – берриасский и валанжинский ярусы нижнего мела. Мы не исключаем того, что бурестасская свита может включать и более высокие горизонты неокомовых отложений, которые на острове Столбовом не сохранились.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА БАССЕЙНА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Данные о составе пород бурестасской свиты и их седimentологических особенностях позволяют предполагать, что отложения накапливались в передовом прогибе, возникшем на южной окраине Новосибирского континентального блока во время его коллизии с Анюйско-Святоносской дугой. Считается, что подобные бассейны формируются перед фронтом надвигающегося орогена, что вызывает компенсационное прогибание земной коры. Состав изученных фрагментов терригенной толщи не позволяет выделить среди них отложения разных участков бассейна и/или разных стадий его заполнения. Глубина бассейна, в котором накапливались изученные осадки, в отдельных случаях не превышала уровня штормовых осциляций, т.е. составляла несколько десятков метров (Dott, Bourgeois, 1982). Сочетание в разрезе пластов с градационной слоистостью и пластов со штормовой косой слоистостью характерно для фаций, которые были названы паводковыми дельтовыми системами (flood-dominated deltaic system) (Mutti et al., 2003). Предполагается, что вынос терригенной взвеси из питающего горного сооружения осуществлялся многочисленными мелкими и средними реками во время паводков. Массовый вынос в море супензии порождал придонные супензионные (hyperictinal) потоки, которые могли переноситься на значительное расстояние и отлагать пластины с градационной слоистостью. Штормовая погода, сопровождающаяся выпадением большого количества осадков, была ответственной как за поступление песчано-алевритового материала, так и за его укладку в виде косослоистых серий (Mutti et al., 2003).

Мы предполагаем, что обломочный материал поступал в бурестасский бассейн с юга, со стороны орогенного сооружения. Это сооружение включало в себя три группы пород: 1) островодужные вулканиты и комагматические интрузии; 2) "задранные" и выведенные на поверхность клинья, принадлежавшие ранее пассивной южной окраине Новосибирской платформы, и 3) экзотические блоки, включавшие фрагменты литосферы Южно-Анюйского океанического бассейна и глубинные породы поддуговой литосферы (рис. 12). Размыв такого сложно наслоенного орогена, надвигавшегося на окраину Новосибирской платформы, мог одновременно поставлять кластику из всех идентифицированных источников.

Клинья экзотических пород, таких как океанические пиллоу-лавы, островодужные метагаббро, субдукционные глаукофановые сланцы и серпентиниты, мы реально наблюдаем в современном эрозионном срезе. С ними связана примесь продуктов размыва серпентинитов, не испытавших длительного переноса. Эти продукты содержатся

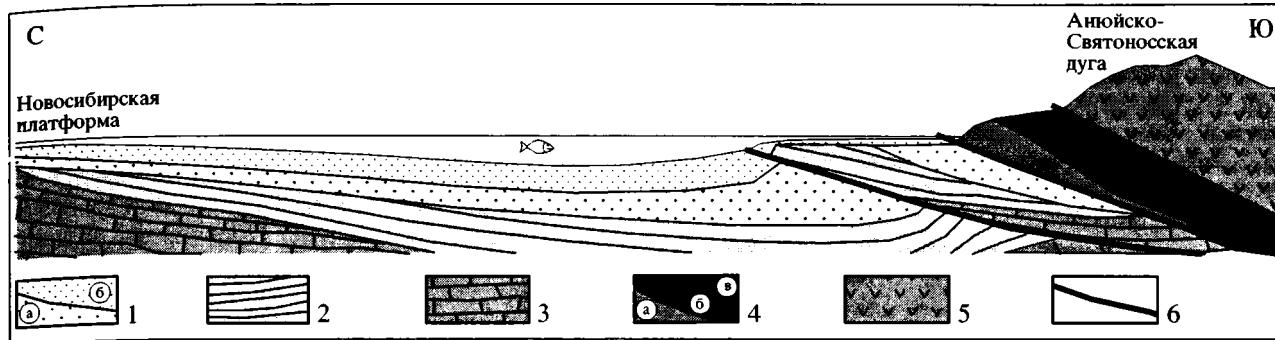


Рис. 12. Схематическая модель синколлизионного волжского-неокомового бурустасского бассейна: сложно построеный ороген надвигается на окраину Новосибирской платформы. Изображен поздний этап заполнения бассейна; осадки раннего этапа уже частично включены в состав орогенного сооружения.

1 – терригенные толщи передового прогиба (J_3v-K_{1pc}): а – раннего этапа, б – позднего этапа; 2 – терригенные толщи пассивной окраины Новосибирской платформы (T-J); 3 – чехол Новосибирской платформы (Pz_{2-3}); 4 – тектонические клинья океанических и пород и метаморфических пород, связанных с зоной субдукции: а – серпентиниты, б – пиллоу-базальты, в – амфиболиты и глаукофановые сланцы; 5 – породы Азиатско-Святоносской островной дуги (J); 6 – надвиги.

в тех же разностях песчаников, что и окатанный “рециклированный” циркон. Возможно, в современном эрозионном срезе среди пород бурустасской свиты присутствуют также клинья триасовых сланцев южной пассивной окраины Новосибирской платформы. Таким клином, например, может оказаться черносланцевая пачка, обнаженная в устье руч. Предмайского (рис. 6), на специфику состава которой также указывал С.С. Драчев (Драчев, Савостин, 1993). Такое предположение могло бы объяснить проблематичную находку среднетриасовой пелециподы вблизи устья руч. Предмайского. Предположение А.Б. Аулова (устное сообщение) о том, что триасовые сланцы должны протягиваться вдоль северного фронта Южно-Азиатской сuture с Чукотки на о. Большой Ляховский представляется вполне разумным. В Южно-Азиатском районе Чукотки триасовые и неокомовые терригенные породы обнажены в одних и тех же районах и там также существует проблема их распознавания и раздельного картирования (Sokolov et al., 2002; Бондаренко и др., 2003). Мы считаем, что в современной структуре триасовый автохтон на о. Большой Ляховский необнажен, однако аллохтонные пластины триасовых сланцев вполне могут участвовать в пакете тектонических покровов надвинутых на южную окраину Новосибирской платформы (рис. 12). Ороген мог включать в себя также пластины пермских терригенных пород чехла Новосибирской платформы. Их размытие и переотложение могли явиться причиной появления в породах бурустасской свиты угольной крошки, содержащей пермские споропыльцевые комплексы. Пермские и триасовые терригенные толщи сами были сформированы за счет сноса с Новосибирской платформы, и их переотложение могло являться главным источником континентальной кластики.

Такая упрощенная модель позволяет удовлетворительно объяснить состав пород бурустасской свиты, однако в действительности ситуация могла являться более сложной. В начале мелового периода в тылу Азиатско-Святоносской островной дуги уже возникло сложно построенное Кольмо-Омолонское орогенное сооружение, включающее, кроме Азиатско-Святоносской дуги, фрагменты разновозрастных островных дуг и континентальных блоков, в том числе Омолонский массив (Парфенов и др., 2001; Sokolov et al., 2002). Возможно, эта тыловая часть орогена также поставляла смешанную кластику в бурустасский бассейн.

Таким образом, мы считаем, что бурустасская свита одновозрастна терригенным толщам, обнаженным на севере и на западе острова Большой Ляховский, и также имеет позднеюрский–раннемеловой возраст. При этом мы не считаем, что прежние находки органических остатков в породах бурустасской свиты являются ошибочными, но они находят объяснение в рамках принятой нами модели.

Изученный участок бассейна не примыкал непосредственно к горному сооружению, так как проксимальные фации в видимом разрезе бурустасской свиты не обнаружены. В современном эрозионном срезе породы бурустасской свиты содержат тектонические пластины серпентинитов и пиллоу-базальтов. Очевидно, что такое совмещение осуществилось уже после накопления изученных фрагментов терригенного комплекса. Следовательно, эти фрагменты соответствуют относительно ранним этапам формирования передового прогиба.

ВЫВОДЫ

1. Петрографический, минеральный и химический состав терригенных пород юго-восточной части о. Большой Ляховский позволяет идентифицировать три группы источников обломочного материала: 1) вулканическая островная дуга, 2) древняя платформа, 3) экзотические отторженцы серпентинитов и амфиболитов. Такой состав свидетельствует о том, что кластические осадки накапливались одновременно с процессом коллизии континентального блока, слагающего Новосибирский шельф, и Анюйско-Святоносской островной дуги, расположенной южнее. Породы изученных разрезов отлагались в обстановке паводковой дельты. Заполнение синеклизаационного бассейна обломочным материалом осуществлялось с юга, со стороны надвигавшегося орогенного сооружения.

2. Возраст терригенных отложений юго-восточной части о. Большой Ляховский – волжский век поздней юры – неоком. Нижний предел возраста определяют доколлизионные оксфорд-киммериджские (Парфенов и др., 2001) вулканиты Анюйско-Святоносской островной дуги, участвовавшей в коллизии и поставлявшей кластику в синеклизаационный бассейн передового прогиба. Присутствие средне-позднеюрской (около 160 млн. лет) популяции детритовых цирконов в песчаниках подтверждено данными трекового датирования. Верхний предел возраста определяется аптским (114.4 ± 0.5 млн. лет) временем внедрения дискордантных постколлизионных гранитных plutонов, прорывающих терригенные породы. Мы не исключаем, что среди волжских-неокомовых терригенных отложений юго-восточной части острова присутствуют также тектонические клинья триасовых осадочных пород пассивной окраины Новосибирской платформы. Опубликованные ранее данные о пермском возрасте терригенной толщи о. Большой Ляховский основаны на переотложенных органических остатках.

3. Мы предлагаем объединить терригенные толщи, которые выходят в северной, западной и юго-восточной частях о. Большой Ляховский, в единый комплекс мезозойских (волжский век-неоком) отложений – т.е. вернуться к первоначальной интерпретации. Аналогичный по возрасту, составу и тектоническому положению комплекс терригенных пород описан на островах Столбовой и Малый Ляховский, а также в Южно-Анюйском районе. Все эти толщи обнажены севернее Южно-Анюйской сутуры и заполняли единый передовой прогиб.

Авторы признательны В.А. Пономарчуку, который провел Ar-Ar анализ детритового мусковита и Д.З. Журавлеву, который осуществил анализ малых элементов, а также рецензентам В.А. За-

харову и С.Д. Соколову за конструктивные замечания.

Работа выполнена при поддержке грантов: РFFI (№ 05-05-64028), Ведущие научные школы РФ (НШ-1980.2003.5) и INTAS (01-0762 NEMLOR). Трековое датирование обломочных зерен циркона осуществлено при поддержке Фонда содействия отечественной науке, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 6, Американского фонда гражданских исследований и развития для независимых государств бывшего Советского Союза (CRDF № RG1-2568-MO-03).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бондаренко Г.Е., Соловьев А.В., Тучкова М.И. и др. Возраст детритовых цирконов в песчаниках верхнемезозойского флиша Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // Литология и полезн. ископаемые. 2003. № 2. С. 1–17.
- Виноградов В.А., Дибнер А.Ф., Самусин А.И. О выделении пермских отложений на острове Большом Ляховском // Докл. РАН. 1974. Т. 219. № 5. С. 1200–1202.
- Виноградов В.А., Явиц Г.П. Stratigraphy of верхненеурских и нижнемеловых отложений северной части острова Столбовой // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Сб. статей. СПб.: НИИГА, 1975. С. 38–42.
- Волоссович К.А. О геологических работах на Новосибирских островах. Отчет о работах Русской полярной экспедиции под начальством барона Э.Толля // Зап. Импер. АН. 1901. Т. XVI. № 5. С. 240–243.
- Вольнов Д.А., Войцеховский В.Н., Иванов О.А. и др. Новосибирские гострова // Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание / Ред. Ткаченко Б.В., Егиазаров Б.Х. М.: Недра, 1970. С. 324–374.
- Вольнов Д.А., Лопатин Б.Г., Сороков Д.С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист S-53-55 – Новосибирские острова. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.
- Войцеховский В.Н., Сороков Д.С. Докембрийские образования острова Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Информ. бюл. НИИГА. 1957. Вып. 4. С. 4–7.
- Воронков А.В. Геологическое строение острова Столбового архипелага Новосибирские острова // Геология Советской Арктики. Новосибирские острова. СПб.: НИИГА, 1958. С. 37–43.
- Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Новосибирские острова. Геологическое строение и минерализация / Ред. В.И. Ушаков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.
- Драчев С.С., Савостин Л.А. Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Геотекtonика. 1993. № 3. С. 98–107.
- Ермолаев М.М. Геологический и геоморфологический очерк острова Большой Ляховский // Полярная геофизическая станция на острове Большом Ляховском.

Часть I. Организация и работа станции в 1927–1930 гг. СПб.: АН СССР и ВАИ, 1932. С. 147–228.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 155–181.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.

Минералы осадочных пород // Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Том I. Условия образования, свойства и минералы осадочных пород. СПб.: Гос. науч.-техн. изд-во, 1958. С. 190–414.

Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы Северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 136 с.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В. и др. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. М.: МАИК “Наука/Интерperiодика”. 2001. С. 199–255.

Россыпные месторождения Ляховского оловоносного района / Ред. И.С. Грамберг, В.И. Ушаков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2001. 158 с.

Самусин А.И., Белоусов К.Н. (составители), Иванова А.М. (ред.) Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Сер. Новосибирские острова. Листы S-53-XVI, XVII, XXIII; S-54-XIV–XVI, XX–XXIV, XXVII–XXX. Объяснительная записка. М.: Изд-во Союзгеолфонд, 1985. 130 с.

Сеславинский К.Б. Южно-Ануйская сутура (Западная Чукотка) // Докл. РАН. 1979. Т. 249. № 5. С. 1181–1185.

Симонович И.М. Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 156 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в осадочных породах. М.: Мир, 1988. 384 с.

Argast S., Donnelly T.W. The chemical discrimination of clastic sedimentary components // J. Sediment. Petrology. 1987. V. 57. № 5. P. 813–823.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.

Bhatia M.R. Rear earth element geochemistry of Australian Paleozoic greywackes and mudrocks: Provenance and tectonic control // Sedimentary Geol. 1985. V. 45. P. 997–113.

Bock B., McLennan S.M., Hanson G.N. Geochemistry and provenance of the Middle Ordovician Austin Glen Member (Normanskil Formation) and the Taconian Orogeny in New England // Sedimentology. 1998. V. 45. P. 635–655.

Brandon M.T. Decomposition of mixed grain-age distributions using BINOMFIT // On Track. 2002. V. 24. P. 13–18.

Brandon M. T., Vance J.A. Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, western Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircon // Amer. J. Sci. 1992. V. 292. P. 565–636.

Cox R., Lowe D.R. A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // J. Sedimentary Res. 1995. V. A65. № 1. P. 1–12.

Dinelli E., Luccini F., Mordenty A., Paganelli L. Geochemistry of Oligocene-Miocene sandstones of the northern Apennines (Italy) and evolution of chemical features in relation to provenance changes // Sedimentary Geol. 1999. V. 127. P. 193–207.

Dott R.H., Bourgeois J. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences // Geol. Soc. Amer. Bull. 1982. V. 93. P. 663–680.

Einsele G. Sedimentary Basins. Evolution, facies and sediment budget. 1992. Springer-Verlag. 628 p.

Force E.R. The provenance of rutile // J. Sediment. Petrology. 1980. V. 50. P. 485–488.

Hasebe N., Tagami T., Nishimura S. Evolution of the Shimanto accretionary complex: a fission-track thermochronologic study // Thermal evolution of the tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan: An example of ridge-trench interaction / Ed. Underwood M.B.. Boulder, Colorado. Geol. Soc. Amer. Special Paper. 1993. V. 273. P. 121–136.

Hubert J.F. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones // J. Sediment. Petrology. 1962. V. 32. P. 440–450.

Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T. Towards a more complete records of magmatism and exhumation in continental arcs, using detrital fission-track thermochronometry // Phys. and Chemist. Earth. Part A. 2000. V. 25. № 6–7. P. 565–570.

Garver J.I., Soloviev A.V., Reiners P.W. Field observations of the stability of fission tracks in radiation-damaged zircon // 10th International fission track conference. Abstr. volume. 2004. P. 56.

Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on 40Ar/39Ar geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. V. 29. № 2. P. 167–170.

McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations // Geochem. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 215–250.

Mutti E., Tinterri R., Benevelli G. et al. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins // Marine and Petroleum Geol. 2003. V. 20. P. 733–755.

Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of Northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: Implications for the tectonics of the Arctic Region // Tectonics. 1999. V. 18. № 6. P. 977–1003.

Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L. et al. The South Anyui suture: facts and problems to solve // Tectonic evolution of the Bering shelf-Chukchi sea – Arctic margin and adjacent landmasses / Eds Miller E.L., Klemperer S., Grantz A. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 360. 2002. P. 209–224.

Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochem. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 1217–1232.

Рецензент В.А. Захаров, С.Д. Соколов

УДК 551.781.31.4:56(11)(47+57)

ПАЛЕОЦЕН И ЭОЦЕН РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ

© 2006 г. М. А. Ахметьев, В. Н. Беньяновский

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 18.03.2004 г.

Унифицированные части биостратиграфических схем морского палеоцена и эоцена европейской и западносибирской частей России включают зональные шкалы по наннoplактону, планктонным фораминиферам, диноцистам, радиоляриям и диатомеям, по бентосным фораминиферам, а также по палиноморфам высших растений. Эти региональные шкалы созданы усилиями палеонтологов-биостратиграфов и подводят итог комплексных исследований нижнего палеогена к концу прошедшего столетия. По содержанию и детальности эти схемы являются надежной базой для геологических и палеогеографических построений, дают временную оценку различных биотических и abiотических событий. В то же время они в значительной мере сами обусловлены последовательностью тектонических, палеогеографических и палеоклиматических событий, так как организмы, которые определяют состав зональных подразделений, менялись не только в результате эволюционных процессов, но и в силу изменений внешней среды. Палеогеновые эпиконтинентальные моря Европейской и Западно-Сибирской России являлись частью коммуникационных систем, образованных проливами и морями-проливами меридионального (долготного) и широтного направления, через которые осуществлялся обмен водными массами и биотами между Тетисом, Атлантикой, Арктикой и внутренними морями. Размеры и конфигурации их менялись под действием тектонических процессов и событий эвстатической, эпейрогенической или региональной природы. Эти коммуникации то расширялись, то становились узкими, либо прекращались вообще, вызывая фациальные и биотические перестройки разного масштаба. Новый материал по палеогену обширной территории российского сектора Западной Евразии позволяет несколько по-иному интерпретировать динамику изменения палеоклимата раннего кайнозоя Северного полушария в завершающую фазу перехода от теплой к холодной биосфере Земли.

Ключевые слова. Палеоцен, эоцен, российский сектор Западной Евразии, зональная биостратиграфия, тектоника, седиментология, палеогеография, палеоклимат.

ВВЕДЕНИЕ

Целью данной статьи является использование зональных схем расчленения палеоценовых и эоценовых отложений западных регионов России, отражающих эволюцию органического мира для реконструкции региональных седиментологических, палеогеографических и палеоклиматических событий раннего палеогена.

Раннепалеогеновые (палеоцен-эоценовые) моря покрывали значительную часть Западной Евразии. Они располагались на юге Европейской России и охватывали почти всю Западно-Сибирскую равнину. По преобладающему типу осадконакопления выделяются три зоны (рис. 1; Akhmetiev, Beniamovski, 2003; Radionova et al., 2003):

1 – зона кремнисто-терригенных осадков с доминированием кремневых и органикостенных групп органического мира: радиолярий, диатомей и диноцист. Она располагалась в пределах Западно-Сибирской плиты, Воронежской антеклизы и Ульяновско-Саратовского прогиба. Распространение представителей карбонатных групп микробиоты: секреционных бентосных фораминифер,

планктонных фораминифер и наннoplактона были весьма ограниченным;

2 – зона терригенно-кремнисто-карбонатных осадков охватывала Тургайский прогиб, южную часть Русской плиты и восточное обрамление Донбасса. Здесь в нижнем палеогене наряду с кремнистым и органикостенным планктоном присутствуют наннoplактон, секреционные бентосные и планктонные фораминиферы;

3 – зона терригенно-карбонатного осадконакопления (Скифская плита и моноклиналь Северного Кавказа) с преобладанием известковых групп микробиоты и эпизодической встречаемостью кремневых.

Что касается органикостенного фитопланктона, то он встречается в осадках всех трех зон.

Исследования основаны на совместном анализе условий седиментации и особенностей распространения таксонов различных групп организмов важных в стратиграфическом отношении: бентосных и планктонных фораминифер, наннoplактона, диноцист и диатомей, палиноморф в многочисленных (более 50) разнофациальных опорных разре-

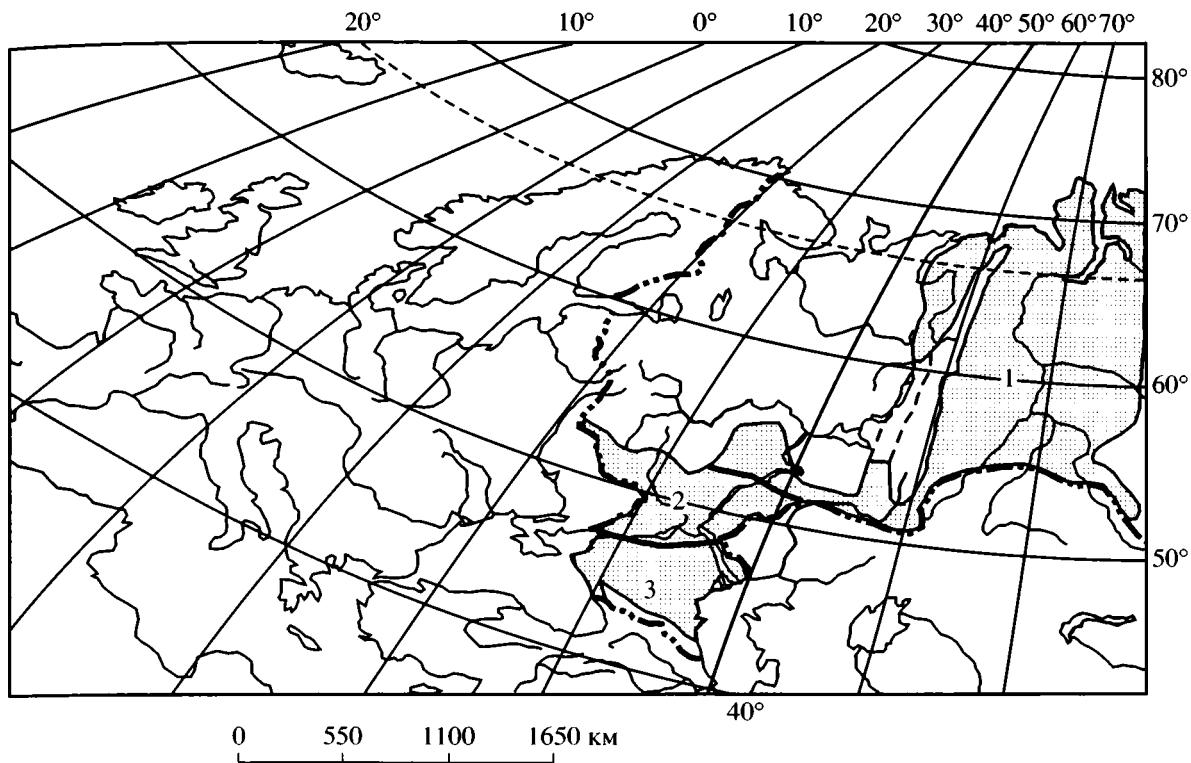


Рис. 1. Палеогеновые отложения российского сектора в Западной Евразии.

Структурно-фацальные зоны: 1 – кремнисто-терригенная, 2 – кремнисто-терригенно-карбонатная, 3 – терригенно-карбонатная. Площади с отложениями морского палеогена обозначены точками.

зах. В результате были прослежены бентосные и планктонные ассоциации и произведена корреляция зональных шкал.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА ТЕКТОНИЧЕСКИХ, СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

Стратиграфическая схема нижнего палеогена юга Европейской России

Впервые для обширной территории Западной Евразии от Карского моря (на севере) до Южного Урала (на юге) и от Кавказа (на юго-востоке) до Белорусского массива (на северо-западе) составлены схемы, где зональные шкалы по бентосу и кремневому планктону откалиброваны по зональным шкалам карбонатного и органикостенного планктона (Ахметьев, Беньяковский, 2003).

В качестве общей шкалы использована комплексная (интегрированная) магнитобиохронологическая шкала кайнозоя (Berggren et al., 1995). Со времени опубликования предшествующей стратиграфической (зональной) схемы палеогеновых отложений Юга СССР (Постановления МСК..., 1989; Зональная стратиграфия..., 1991) прошло более 10 лет и за этот период накопился дополнительный

материал по биостратиграфии и, естественно, совершенствовалось зональное деление (рис. 2 и 3). Авторами зональных шкал-колонок рассматриваемой схемы являются палеонтологи-биостратиграфы: И.П. Табачникова и Е.А. Щербинина (наннoplантон), Э.М. Бугрова (бентосные фораминыферы), В.Н. Беньяковский (бентосные и планктонные фораминыферы), Г.Э. Козлова (радиолярии), З.И. Глезер, Н.И. Стрельникова, Т.В. Орешкина и Э.П. Радионова (диатомеи), Н.И. Запорожец, Г.Н. Александрова, А.И. Яковлева (диноцисты).

Зоны по различным группам микропланктона обозначены буквенно-номерными индексами (зоны по наннoplантону – NP, по планктонным фораминыферам – PF, по радиоляриям – R, по диатомеям – Dt, по диноцистам – Dn, по спорам и пыльце – SP).

В отличие от предшествующих схем на первое место поставлена зональная шкала по наннoplантону. Согласно Н.Г. Музылеву (1980), а также И.П. Табачниковой и Е.А. Щербининой в палеогеновых разрезах Юга Европейской России выделяются те же зоны, что и в стандартных наннoplантонных шкалах (Martini, 1971; Bukry, 1973, 1975). Именно эта шкала играет ведущую роль в привязке к общей шкале и по ней откалиброваны подразделения остальных зональных шкал.

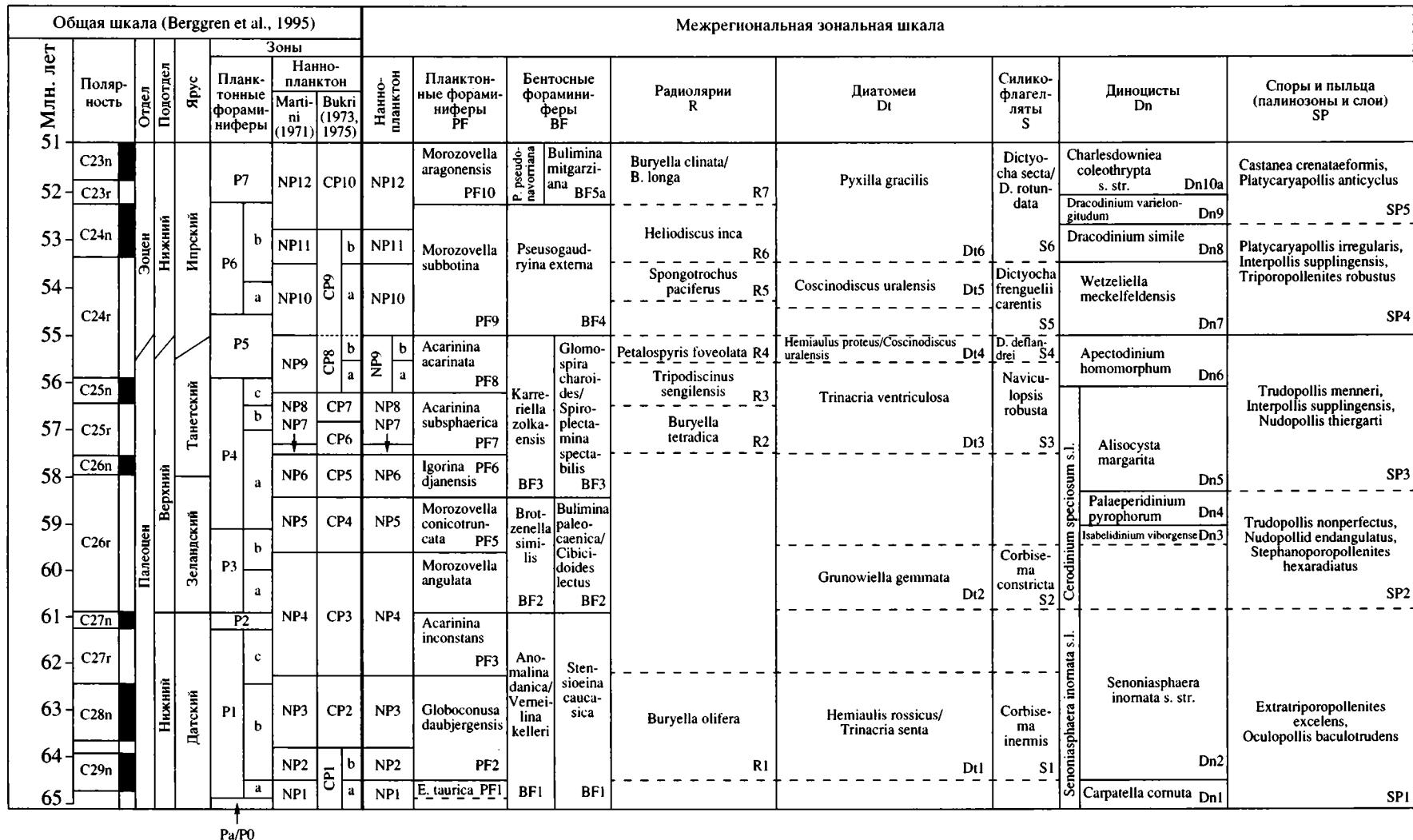


Рис. 2. Схема биостратиграфического (зонального) расчленения палеоцена и нижнего эоцена Юга Европейской России (по Ахметьеву, Беньяковскому, 2003).

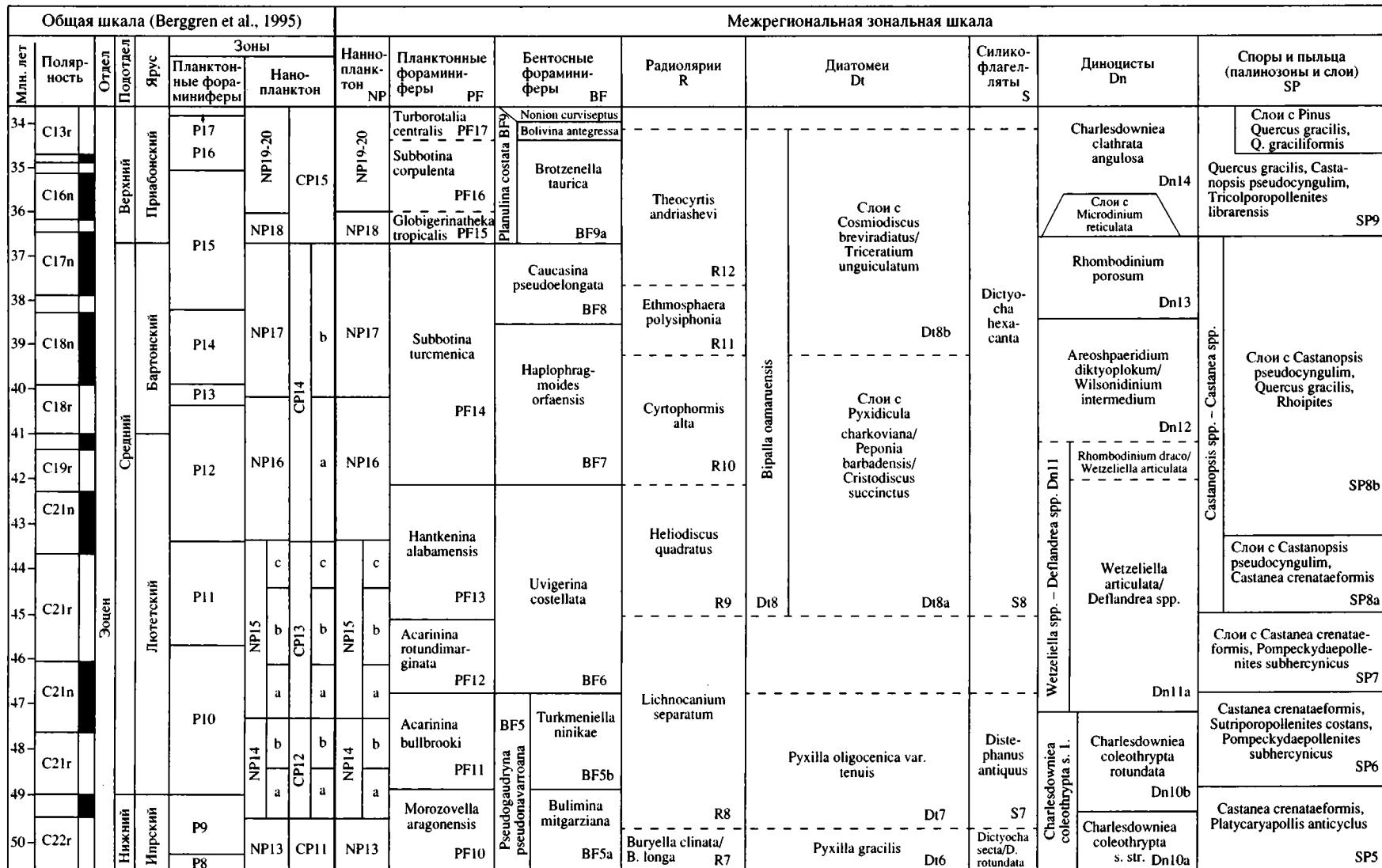


Рис. 3. Схема биостратиграфического (зонального) расчленения эоцена Юга Европейской России (по Ахметьеву, Беньяковскому, 2003).

Зональная шкала по планктонным фораминиферам разработана на опорных разрезах Крымско-Кавказской провинции (Шуцкая, 1970; Крашенинников, 1982; Крашенинников, Музылев, 1975; Зональная стратиграфия..., 1991). Изучение новых разрезов и ревизия ранее исследованных показали, что принимавшееся ранее сопоставление зоны *Hantkenina alabamensis* с наннопланктонной зоной NP16 требует уточнения. По вновь полученному материалу наннопланктону керестинский горизонт (зона *Hantkenina alabamensis*) повсеместно от Бахчисарая в Крыму до мыса Актуусук на западном берегу Аральского моря отвечает средней и верхней частям зоны CP13 или NP15 (Shcherbinina, 2000; Beniamovski et al., 2003).

Было уточнено и согласовано зональное деление по диатомовым и произведено его сопоставление с зонами по радиоляриям. Весьма примечательно, что в отличие от прежних подходов к зональному делению по этим группам, когда предполагалось смыкание зон (Глазер, 1979; Стрельникова, 1992; Зональная стратиграфия ..., 1991; Козлова, 1999), в современной трактовке некоторые из них разделены перерывами (рис. 2 и 3). Следует отметить, что границы всех зон кремневого планктона даны пунктиром, так как их прямая корреляция с подразделениями зональных шкал по карбонатному планкtonу требует уточнения.

Зональная шкала по динацистам была разработана и детализирована А.С. Андреевой-Григорович (1991). Благодаря изучению Г.Н. Александровой (2001) палеоценовых комплексов диноцист, из разреза скв. 28 в окрестностях Волгограда, зона *Cerodinium speciosum* разделена на три зоны: нижнюю *Isabeledinium viborgense*, среднюю *Palaeoperidinium ryphororum* и верхнюю *Aliscysta margarita*. Н.И. Запорожец (рис. 3) впервые установила последовательность четырех зон диноцист в среднем эоцене Волгоградского и Саратовского Поволжья: *Wetzeliella articulata/Deflandrea spp.*, *Rhombodynium draco/Wetzeliella articulata*, *Areosphaeridium diktyoplokum/Wilsodinium intermedium* и *Rhombodynium porosum*.

Стратиграфическая схема палеоценена и эоцена Западной Сибири

Прошла четверть века со времени утверждения Унифицированной стратиграфической схемы морского палеогена Западно-Сибирской равнины (Шацкий, 1978). Эта схема была построена на основе ярусной шкалы Крымского (Бахчисарайского) стратотипического разреза (Стратиграфия СССР..., 1975). С того времени изменился объем подотделов (расширился среднеэоценовый подотдел), а ярусная шкала теперь представлена международными (западно-европейскими) ярусами (рис. 4). Очень важно отметить, что за прошедшее время было установлено широкое рас-

пространение в палеогеновых отложениях региона важной для биостратиграфии группы – диноцист и разработано зональное деление по ним, сопоставленное с зонами по этой группе для Юга бывшего СССР и Западной Европы (Кулькова, Шацкий, 1990; Кулькова, 1994). Биостратиграфическое изучение западносибирского палеогена с конца 70-х годов до настоящего времени заключалось в совершенствовании и детализации стратиграфического расчленения, установлении зональных комплексов по различным группам биоты, их сопоставлении с комплексами соседних и более удаленных районов.

В рассматриваемой схеме (рис. 4), в отличие от предшествующей, в качестве ведущей биостратиграфической группы на первое место были поставлены диноцисты. Во-первых, потому что в западносибирском палеогене прослеживаются стандартные зоны, установленные в Западной Европе и на юге России, которые, в свою очередь, увязаны с наннопланктонными (Андреева-Григорович, 1991; Mesozoic and Cenozoic ..., 1998), что позволяет определять ярусные границы, а, во-вторых, диноцисты обычно встречаются в разнотактических разрезах. С зонами по диноцистам были сопоставлены зоны по радиоляриям, диатомеям, силикофлагеллатам, спорово-пыльцевые зоны и слои, а также зоны и слои с планктонными и бентосными фораминиферами и с остракодами.

Зональные шкалы по фораминиферам построены на базе известных шкал палеогена Западной Сибири и юга СССР (Кисельман, 1978; Подобина, 1998; Бугрова, 1988), а также материалах, полученных в последние годы (Ахметьев и др., 2001а, 2004; Беньяковский и др., 2002).

По радиоляриям использована зональная шкала, разработанная Г.Э. Козловой для бореальных отложений России (1999).

По диатомеям принята зональная шкала, предлагаемая специалистами по этой группе планктонных водорослей – З.И. Глазер, Н.И. Стрельниковой, Т.В. Орешкиной и Э.П. Радионовой (Ахметьев и др., 2001а).

Палинологическая шкала основана на зонах, установленных для юга СССР (Панова и др., 1990), Южного Зауралья (Васильева, 1990), а также для Западной Сибири (Кулькова, 1987; Ахметьев и др., 2001а; Унифицированная региональная..., 2001). Палинозоны сопоставлены с зонами по морским группам микропланктона. Создана надежная стратиграфическая основа для оценки возраста и корреляции морских и континентальных отложений.

Совершенствование, уточнение и детализация зональных шкал

Юг Европейской России. Недавно одним из авторов (Беньяковский, 2001) была детализирована

| Зональное деление палеоцена-эоцена Западной Сибири | | | | | | | | | | | | |
|--|-------|----------|------|--------------------|--|------------|----------|------------------|--------------|------------------------------|--|-----------|
| Млн. лет | Отдел | Подотдел | Ярус | Зоны нанопланктона | Диноцисты | Радиолярии | Диатомеи | Силикофлагелляты | Фораминиферы | | Споры и пыльца | Горизонты |
| | | | | | | | | | Планктонные | Бентосные | | |
| 34 | | | | | Charlesdowniea clathrata angulosa | | | | | Cribroelphidium rischtanicum | Quercus gracilis, Q. gracilifomis | |
| 35 | | | | | | | | | | | Quercus gracilis, Rhoipites granulatus | |
| 36 | | | | | | | | | | | Castanopsis pseudocingulum, Nyssa crassa | |
| 37 | | | | | | | | | | | Castanea crenataeformis, Castanopsis pseudocingulum, Platycaryapolitis trisolitons | |
| 38 | | | | | Kisselevia ornata reticulata | | | | | | | |
| 39 | | | | | WetzelIELLA irtyshensis | | | | | | | |
| 40 | | | | | Rhombodinium porosum | | | | | | | |
| 41 | | | | | Rhombodinium draco | | | | | | | |
| 42 | | | | | Areosphaeridium diktyoplocum | | | | | | | |
| 43 | | | | | | | | | | | | |
| 44 | | | | | Systematophora placacantha, WetzelIELLA ovalis | | | | | | | |
| 45 | | | | | | | | | | | | |
| 46 | | | | | | | | | | | | |
| 47 | | | | | | | | | | | | |
| 48 | | | | | | | | | | | | |
| 49 | | | | | | | | | | | | |
| 50 | | | | | | | | | | | | |
| 51 | | | | | | | | | | | | |
| 52 | | | | | | | | | | | | |
| 53 | | | | | | | | | | | | |
| 54 | | | | | | | | | | | | |
| 55 | | | | | | | | | | | | |
| 56 | | | | | | | | | | | | |
| 57 | | | | | | | | | | | | |
| 58 | | | | | | | | | | | | |
| 59 | | | | | | | | | | | | |
| 60 | | | | | | | | | | | | |
| 61 | | | | | | | | | | | | |
| 62 | | | | | | | | | | | | |
| 63 | | | | | | | | | | | | |
| 64 | | | | | | | | | | | | |
| 65 | | | | | | | | | | | | |

Рис. 4. Схема биостратиграфического (зонального) расчленения палеоцена и эоцена Западной Сибири (по Ахметьеву и др., 2001; Унифицированные схемы..., 2001).

| | | |
|---------------------------|--|-----------------------------|
| Зоны | Предложенная детализация некоторых зон шкалы по планктонным фораминиферам Крымско-Кавказской области (Беньяковский, 2001 с дополнениями) | |
| Subbotina turcmenica | Subbotina praebulloides | |
| | Subbotina azerbaijanica | |
| Hantkenina alabamensis | Hantkenina australis | |
| | Globigerinatethka index | |
| | Globigerinatethka subconglobata | |
| Morozovella aragonensis | Globigerinatethka micra | |
| | Morozovella caucasica | |
| | Morozovella aragonensis (s.s.) | |
| Morozovella subbotinae | Morozovella lensiformis | |
| | Morozovella marginudentata | |
| | Morozovella subbotinae (s.s.) | |
| Acarinina acarinata | Morozovella aequa | Subbotina patagonica |
| | | Morozevella acuta/ M. aequa |
| | Acarinina soldadoensis | |
| Praemurica inconstans | Praemurica uncinata | |
| | Praemurica inconstans (s.s.) | |
| Globoconusa daubjergensis | Globanomalina compressa | |
| | Parasubbotina pseudobulloides | |
| Praemurica taurica | Globanomalina planocompressa | |
| | Eoglobigerina eobulloides | |

Рис. 5. Детализация некоторых зон по планктонным фораминиферам Крымско-Кавказской области (по Беньяковскому, 2001).

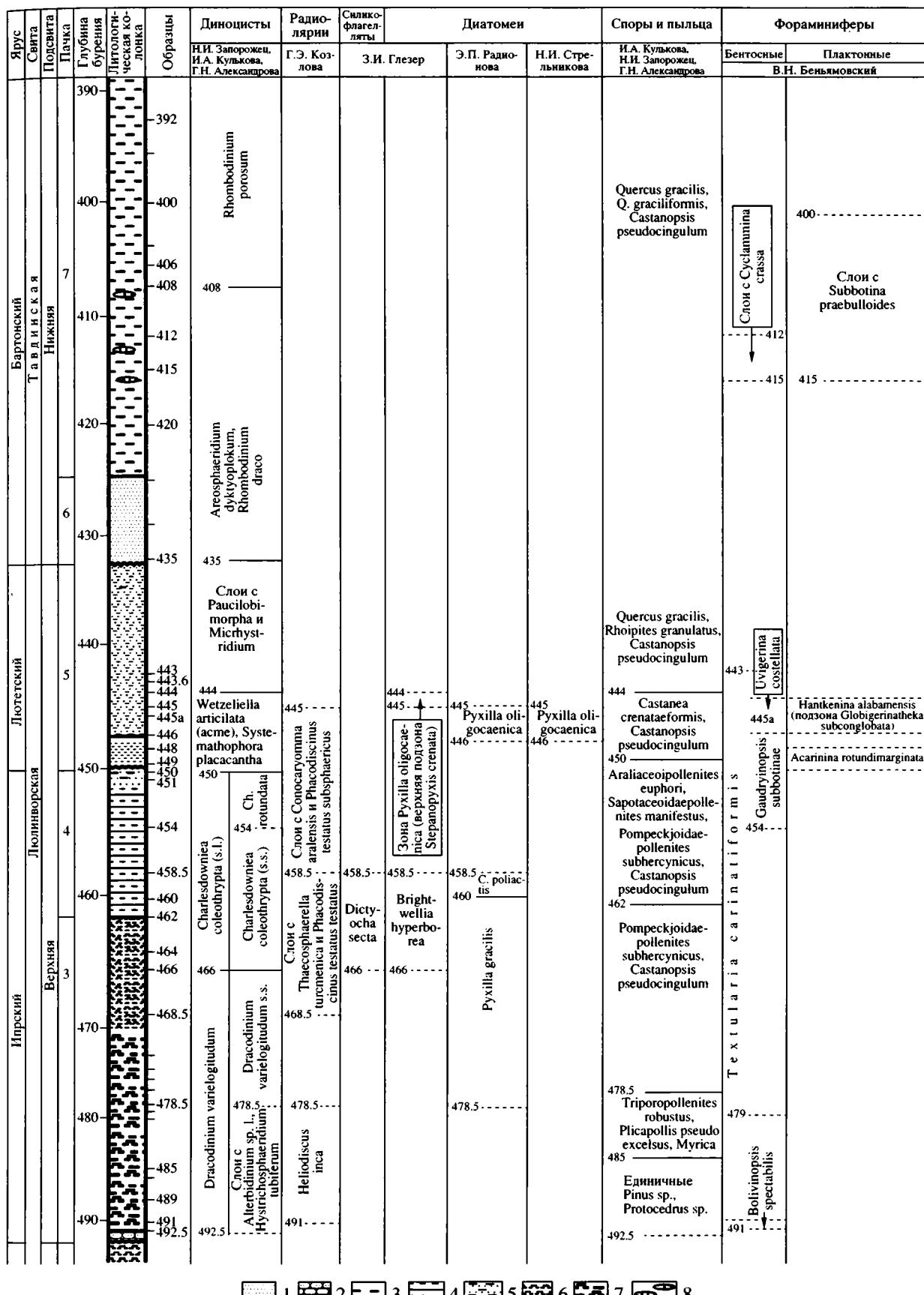
зональная шкала палеоценена и эоценена Крымско-Кавказской провинции по планктонным фораминиферам в ее отдельных интервалах. В новом варианте большинство из 17 зон известной Крымско-Кавказской шкалы (Зональная стратиграфия..., 1991) были разделены на более мелкие единицы – подзоны и слои. При этом были учтены все ранее высказанные предложения по детализации (в ранге подзон или слоев) некоторых зон (Шуцкая, 1970; Коровина, 1970; Крашенинников, Музылев, 1975; Бугрова, 1986, 1988) и собственные наблюдения автора. В результате получена зональная шкала с 29 биостратиграфическими подразделениями.

Зона *Eoglobigerina taurica* (рис. 5) разделена на две подзоны: *Eoglobigerina eobulloides* и *Globanomalina planocompressa*. Зона *Globoconusa daubjergensis* поделена в предлагаемой шкале на две подзоны: *Parasubbotina pseudobulloides* и *Globanomalina compressa*. В объеме зоны *Praemurica inconstans* выделены нижняя подзона – *Praemurica inconstans* (s. s.) и верхняя – *Praemurica uncinata*. Зона *Acarinina acarinata* соответствует двум подзонам: нижней – *A. soldadoensis* и верхней – *Morozovella aequa*. Последняя, в свою очередь, разделена на две части – нижнюю – слои с *M. aequa* / *M. acuta* и верхнюю – слои с *Subbotina patagonica* (рис. 5). В объеме зоны *Morozovella subbotinae* установлены три подзоны: *M. subbotinae* (s. s.), *Morozovella marginudentata* и *M. lensiformis*. Зона *Morozovella aragonensis* подразделяется также на три подзоны: *M. aragonensis* (s. s.), *Morozovella caucasica* и *Globigerinatethka micra*. Зона *Hantkenina alabamensis* включает три подзоны: *Globigerinatethka subconglobata*, *G. index* и *Hantkenina australis*. Зона *Subbotina turcmenica* объединяет в рассматриваемой шкале две подзоны – нижнюю *S. azerbaijanica* и верхнюю – *S. instabilis*.

Западная Сибирь. На материале двух опорных скважин, пробуренных на юго-востоке Западно-Сибирской низменности, дополнены представления о зональном делении палеогеновых отложений этого региона и уточнено сопоставление зональных шкал по различным группам фауны и флоры (Беньяковский и др., 2002; Ахметьев и др., 2004). Биостратиграфически более полной из этих двух скважин оказалась скв. 9, пробуренная в Барабинском прогибе (рис. 6). Итоги ее изуче-

Рис. 6. Разрез скв. 9 (Барабинская зона юго-востока Западно-Сибирской плиты) с данными, дополняющими и уточняющими биостратиграфическую (зональную) схему палеоценена и эоценена Западной Сибири (по Беньяковскому и др., 2002; Ахметьеву и др., 2004).

1 – пески; 2 – песчаники; 3 – глины; 4 – кремнистые глины; 5 – алевритово-песчано-глинистые породы; 6 – диатомиты и опоки; 7 – глины опоковидные и диатомовые; 8 – сидеритовые септари.



ния по различным микропалеонтологическим группам можно свести к следующему.

Диноцисты. Впервые зона *Dracodinium varielongitudum* подразделена на две части – слои с *Alterbidinium* sp.1, *Hystrichosphaeridium tubiferum* и слои с *Dracodinium varielongitudum* s. s. В лютетско-раннебартонском интервале уточнена и детализирована последовательность зон и слоев. Выделены два биостратиграфических подразделения в ранге зоны и слоев: 1) зона *Wetzeliella articulata* (акме), *Systematophora placacantha* и 2) слои с *Paucilobimorpha*, *Micrhystridium*. Первое подразделение является хроностратиграфической зоной широкого распространения, ранее прослеженной в лютете Западной Евразии. Второй биостратон выделяется впервые, но также прослеживается достаточно широко. Слои с *Paucilobimorpha*, *Micrhystridium* формировались в дизаэробной обстановке во время обмеления и частичного опреснения морских бассейнов в конце лютета – начале бартона по всей северной окраине Перитетиса. Резкое увеличение содержания *Paucilobimorpha* отмечается в веммельских песках и глинах формации ассе Бельгии и Нидерландов. Акритархи родов *Paucilobimorpha* и *Micrhystridium* обычны в киевской свите Днепровско-Донецкой впадины и в кумской свите Северных Ергеней, где их присутствие также свидетельствует о дизаэробной и несколько опресненной обстановке (Запорожец, 1998, 2001). Близкий по составу комплекс диноцист характеризует белинскую толщу в разрезах западного склона Тургайского прогиба (карьеры Белинский и Качар, скв. 154 в междуречье Аята и Тобола) (Беньяковский и др., 1995). В бартоне (нижнетавдинская подсвита) также установлены две диноцистовые зоны: *Aeospaeridium diktyoplakum* и *Rhombodinium draco*. В переходном интервале от бартона к приабону (низы верхнетавдинской подсвиты) выделяются слои с *Hydropoteris indutus* и *Pediastrum*. Они накапливались в fazu опреснения морского бассейна. Таким образом, впервые для палеогена Западной Сибири создана зональная шкала по диноцистам, в которой чередуются биостратиграфические зоны и слои, формировавшиеся в различных, в том числе и аномальных гидрологических обстановках. Эта шкала, с одной стороны, отражает поступательный ход развития диноцист Северного полушария, а с другой – изменения в составе комплексов, тесно связанных с экологическими условиями.

Радиолярии. К сожалению, в Западной Сибири для верхнеипрских – нижнелютетских отложений периферической части бассейна невозможно выделить зоны радиоляриевого стандарта Бореальной Европейской России (Козлова, 1999), а устанавливаются лишь их аналоги: в верхнеипрской части – слои с *Thaecosphaera turcmenica*, *Phacodiscinus testatus testatus* (аналоги зоны *Vigyella clinata* / *B. longa*), а выше, уже в переходном интервале от

и пра к лютету – слои с *Coposagymma aralensis*, *Phaecodiscinus testatus subsphaericus* (аналоги зоны *Lychnocanum separatum*).

Диатомовые водоросли. В терминальной части зоны *Rouxilla gracilis* первой половины эоцене выделена зона *Brightwellia hyperboreae*, которая раньше была установлена лишь в восточной части Прикаспийской синеклизы (Глазер, 1996). Иное расчленение этой части разреза по диатомовым предлагается Э.П. Радионовой. Ею (рис. 6) выделены слои с *Coscinodiscus polyactis*, которые могут рассматриваться как переходные от зоны *R. gracilis* к зоне *R. oligocaenica*.

Подтвержден лютетский возраст верхней части зоны *Rouxilla oligocaenica*, поскольку вместе с диатомеями присутствуют лютетские диноцисты зоны *Wetzeliella articulata* (акме), *Systematophora placacantha* и лютетские планктонные фораминыферы зоны *Hantkenina alabamensis*.

Впервые для Западной Сибири подзона *Stepanoroxis crenata* выделена в верхней части зоны *R. oligocaenica*. Раньше она была известна только в Прикаспийской впадине на уровне зоны NP15 (Глазер, 1996).

Фораминиферы. По планктонным фораминиферам лютетский и бартонский интервал палеогена Западной Сибири дополнился тремя биостратонами (рис. 6 и фототаблица). На фототаблице изображены характерные виды планктонных фораминифер этих выделенных биостратонов. Для лютетской части предлагается использовать зоны Крымско-Кавказской шкалы: *Acarinina gottundimarginata* и *Hantkenina alabamensis*, а для бартонской – местные слои с *Subbotina praebulloides*. По бентосным фораминиферам схема дополнилась зоной *Uvigerina costellata*, которая прослежена в лютетских отложениях куберлинского и керестинского горизонтов юга Европейской России и Крымско-Кавказской области (Бугрова, 1988; Ахметьев, Беньяковский, 2003).

Использование детального стратиграфического расчленения для оценки перерывов, тектонического развития и особенностей осадконакопления

Юг Европейской России. Более детальная зональная шкала по планктонным фораминиферам Крымско-Кавказской области (Беньяковский, 2001), в которой для оперативного удобства зоны обозначены номерами (PP1, PP2, PP3 и т.д., а подзоны и слои буквами – а, б и с), была опробирована на ряде разрезов Северного Кавказа (Хей, Куркужин, Нальчик, Жентола, Урух и Губс), а также Крыма (Бахчисарай), Ергеней (Кереста) и Приаралья (Актуумсук) (Беньяковский, 2003а).

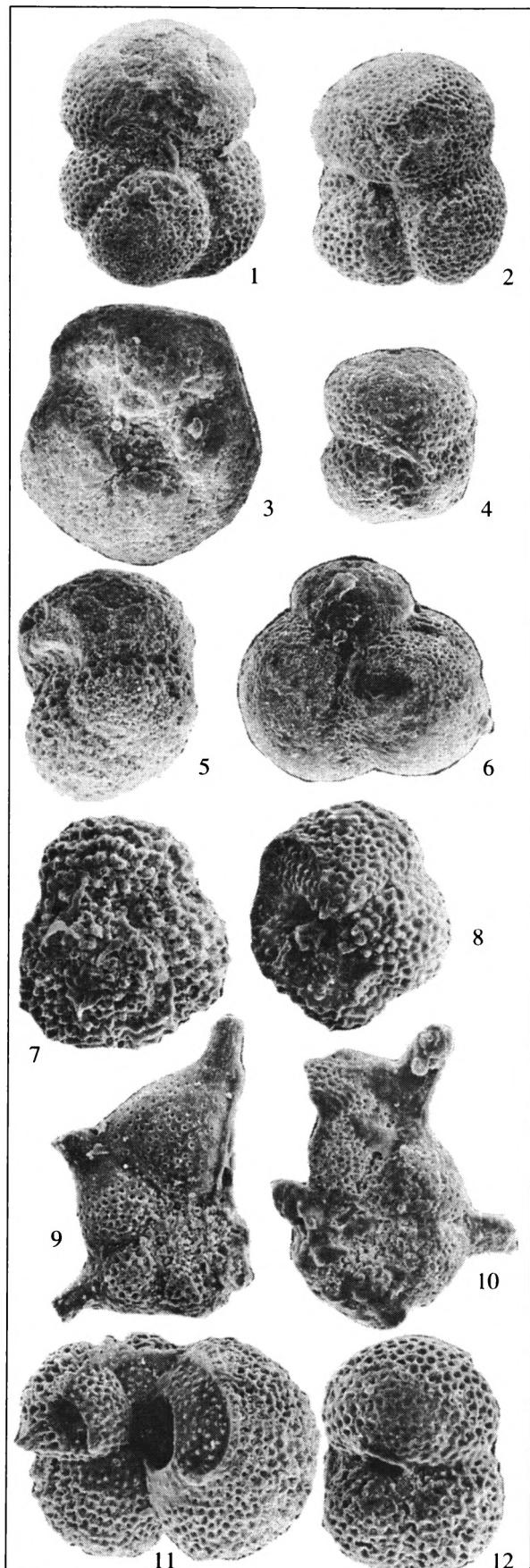
При помощи этой шкалы определены объемы перерывов и их возраст в разрезах палеоценена и

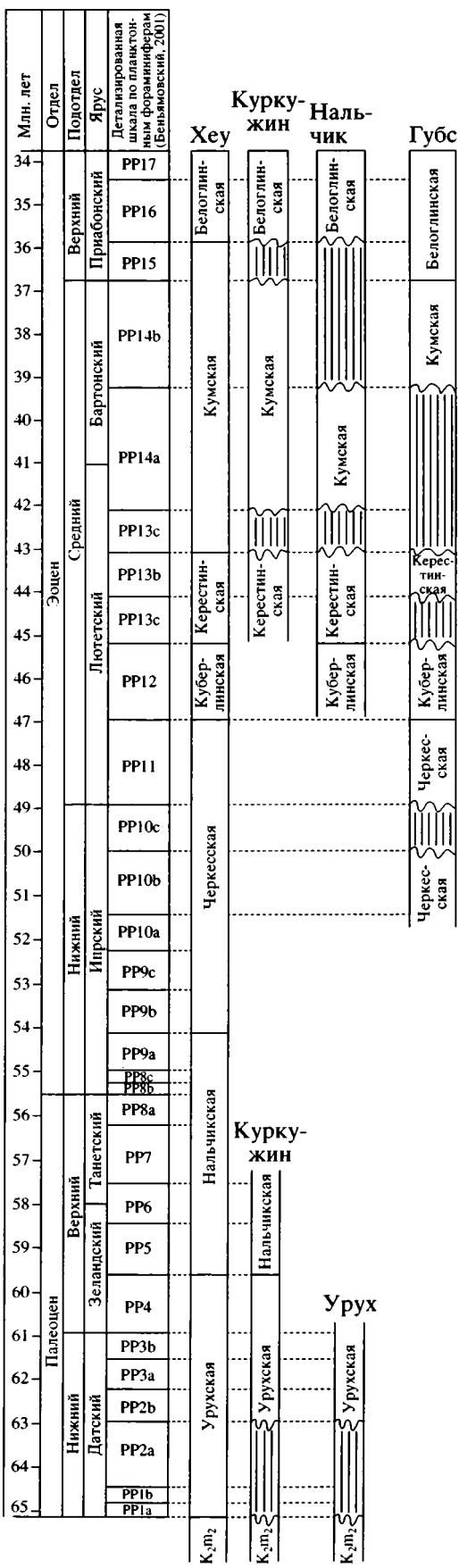
эоцене моноклинали Северного Кавказа (рис. 7). Перерывы, как правило, совпадают с границами секвенций. В наиболее полном разрезе по р. Хеу выделяются все подразделения этой шкалы. В других менее полных разрезах отмечаются перерывы. Первый из них установлен в начале дания и, как показывают полученные материалы по тем разрезам, где вскрыт контакт меловых и палеогеновых толщ (Куркужин и Урух), объем его равен зоне *Euglobigerina taurica* (PP1) и подзоне *Parasubbotina pseudobulloides* (PPa). Второй перерыв, зафиксированный в разрезе Губс, охватывает верхние части ипра и по объему соответствует подзоне *Globigerinatheka micra* (PP10c). Следующие перерывы, отмеченные в трех разрезах (Нальчик, Губс, Кереста), приурочены к границе керестинской (средний-верхний лютет) и кумской (верхний лютет-нижний приабон) свит, когда выпадает подзона *Hantkenina australis* (PP13c), а в разрезе Губс еще и подзона *Subbotina azerbaijaniaca* (PP14a). Перерыв, приуроченный к границе кумской и белоглинских свит, максимальный объем которого эквивалентен подзоне *Subbotina instabilis* (PP14b) и зоне *Subbotina corpulenta* (PP15).

Разделение зоны *Acarinina acarinata* (PP8) на нижнюю подзону *A. soldadoensis* (PP8a) и верхнюю – *Mogozevella aequa*, с двумя еще более мелкими подразделениями слоями с *M. aequa* / *M. acuta* (PP8b) и слоями с *S. patagonica* (PP8c) позволяет, во-первых, наметить по планктонным фораминиферам положение палеоцен-эоценовой границы в современном ее понимании (в подшве слоев с *M. aequa* / *M. acuta*), а, во-вторых, определить время важнейших глобальных и региональных событий. Главными из них являются вымирание многих палеоценовых бентосных фораминифер, исчезновение и появление некоторых видов планктонных фораминифер, начало развития эоценовых родов среди наннопланктона, диатомей и радиолярий. Важнейшими событиями начала эоцена явились глобальный температурный оптимум, экскурс

Характерные виды планктонных фораминифер в зональных комплексах (по скв. 9)

1–6 (слой с *Subbotina praebulloides* – бартонский ярус, нижнетавдинская подсвита, образцы с глубин 404 и 400 м): 1 – *Subbotina praebulloides* (Blow), 2 – *S. linaperta* (Finlay), 3 – *Acarinina rotundimarginata* Subbotina, 4–5 – *Pseudogloboquadrina primitiva* (Finlay), 6 – *Catapsydrax martini* (Blow et Banner); 7–10 (нижняя подзона *Globigerinatheka subconglobata* зоны *Hantkenina alabamensis* – верхняя часть лютетского яруса – самая нижняя часть бартонского яруса, терминалльная пачка верхнелютинворской подсвиты, образец с глубины 445 м (445a)): 7–8 – *Acarinina rugosoaculeata* Subbotina, 9–10 – *Hantkenina liebusi* Shokina; 11–12 (зона *Acarinina rotundimarginata*, средняя часть лютетского яруса, верхняя пачка верхнелютинворской подсвиты, образец с 449 м): 11 – *Turborotalita frontosa* (Subbotina), 12 – *T. boweri* (Bolli).





$C_{\text{орг}}$ и смена карбонатного осадконакопления на кремнистое (Гаврилов, Щербинина, 2002; Радионова и др., 2004; Beniamovskii et al., 1999; Aubry, 2000; Radionova et al., 2001).

Следует отметить, что в разрезах южной части Крымско-Кавказской провинции (Крым, Кавказ) подзона *Hantkenina australis* (PP13c) представлена кофейно-коричневато-бурыми мергелями кумской свиты, сформировавшимися в анаэробной обстановке глубоководного заостроводужного бассейна (Beniamovski et al., 2003). В более северном разрезе Скифской плиты (балка Кереста) данная подзона представлена белыми мелоподобными мергелями керестинской свиты, отлагавшимися в аэробной обстановке шельфового бассейна. Здесь следы кумских гипоксических условий фиксировались позднее – в интервале подзоны *Subbotina azerbaidjanica* (PP14a), или приблизительно на 0.5 млн. лет позже, когда аноксическая водная масса из глубоководной части бассейна “сместилась” в сторону Скифской плиты во время крупного раннебартонского эвстатического подъема его. Аноксия захватила всю водную массу (что объясняет полное отсутствие в разрезе балки Кереста в кумских отложениях бентосных фораминифер, скудность известковых планктонных ассоциаций – фораминифер и наннопланктона, а также радиолярий). Механизм образования аноксического бассейна здесь связан с соединением апвеллинга (Беньяковский, Щерба, 1999; модель Г. Геккеля; – Heckel, 1997) со сносом гумусового материала с близкой суши (Азовский свод) во время эвстатической раннебартонской трансгрессии (модель Ю.О. Гаврилова; – Гаврилов, Ко-паевич, 1996).

Западная Сибирь. Шкала по диноцистам использована здесь для оценки объемов перерывов в опорных разрезах различных структурно-фаунистических зон Западной Сибири и Полярного Урала (рис. 8). Во всех изученных разрезах фиксируются отложения верхнего танета (зона *Apertodinium hyperacanthum*) и второй половины ипра–начала лютета (зоны *Dracodinium varielongitudum* и *Charlesdowniea coleothrypta* s. l.). Эти временные интервалы отвечали наиболее широкому развитию морской обстановки в Предуральском прогибе и на Западно-Сибирской плате.

Региональные размывы отмечались в преддатское и предтанетское время. Среднедатские и зеландские отложения установлены только в Зауральской структурно-фацальной зоне. Следующий региональный перерыв падает на танетское

Рис. 7. Использование новой дробной шкалы по планктонным фораминиферам палеогена Крымско-Кавказской области (Беньяковский, 2001) как линейки для определения объемов перерывов в опорных разрезах палеогена моноклинали Северного Кавказа.

и предипрское время. Наиболее отчетливо он выражен в Барабинской структурно-фациальной зоне в разрезе скв. 9, где отложения зоны *Dracodium varielongitudum* непосредственно перекрывают породы зоны *A. hyperacantha* верхнего танета. Крупный региональный размыв фиксируется в предпозднебартонское время (перед зоной *Rhomboodium porosum*), поскольку во всех структурно-фациальных зонах (кроме Барабинской) отложения среднего–позднего лютета и раннего бартона (интервал зон *S. placacantha*/W. ovalis и *R. draco/A. diktyopllokum*) отсутствуют. Верхнеэоценовая зона *Charlesdowniea clathrata angulosa* распространена в центральной и южной частях Западно-Сибирской плиты и почти полностью отсутствуют на остальной ее территории, где замещены континентальными угленосными отложениями юрковской свиты. Морские неполносоленные отложения нижней части олигоцена (курганские слои, принадлежащие зоне *Phthaporoidinum amoepum*) залегают с угловым несогласием на неровной размытой поверхности верхнеэоценовых отложений и заполняют предолигоценовые депрессионные структуры (Ахметьев и др., 2001б).

Выявленные перерывы совпадают с регрессивными фазами трансгрессивно-регрессивных циклов (рис. 8 и 9), которых в палеоцене и эоцене Западной Сибири насчитывается шесть: датский (раннеталицкий), позднезеландско-танетский (позднеталицкий–раннелюлинворский), ипрсково-раннелютетский (средне-позднелюлинворский), средне-позднелютетский (позднелюлинворский), бартонский (раннетавдинский) и приабонский (позднетавдинский). Очередным циклом предшествовал размыв подстилающих отложений. Скорость седиментации была неодинакова в различных структурно-фациальных зонах. На рис. 10 показаны векторы скоростей осадконакопления и мощности сформированных осадков в разрезах скв. 228 в бассейне Полярного Урала и скв. 9 Барабинской структурно-фациальной зоны. Сравнение их показывает, что если в первом регионе в течение танетского цикла накопилось 99 м отложений, то во втором – только 30 м; зато в бартонское и приабонское время морское осадконакопление в первом регионе полностью отсутствовало, а во втором сформировалось 157 м морских осадков (рис. 10).

Палеогеографические и палеоклиматические обоснования биостратиграфических и геологических построений

Палеогеографические факторы

Эпиконтинентальные моря и окружающая их суша Центральной Евразии располагались между открытыми водными пространствами Арктики, Тетиса и Северной Атлантики.

В конце мела сложились меридиональная (долготная) и широтная коммуникационные системы, составленные из проливов и морей-проливов (термин, введенный Д.П. Найдиным, 2001), сохранившихся и палеогене (рис. 11). Обмен водными массами и палеобиогеографические связи между эпиконтинентальными бассейнами и окружавшими их океанами регулировались этими коммуникационными системами, а также поверхностными и донными течениями той же ориентации. Наполнение, обмеление и осушение морей-проливов или их частей, напрямую зависело от разнонаправленных тектонических движений, сопровождавшихся палеогеографическими перестройками. Благодаря открытию и закрытию этих коммуникационных систем и смене направленности течений или прекращению их (рис. 11) изменялся обмен водными массами и биотой, что влияло на степень эндемизма последней.

Меридиональная коммуникационная система включала широкое Западно-Сибирское море, по существу, море-пролив, соединявшееся на юге через Тургайский и Орский проливы с морями Туранской и Русской плит. На севере оно открывалось в Арктический океан. Этот долготный морской проход являлся разделительным рубежом между палеофитохориями в ранге царств *Nortapolles* и *Aquilapollenites* (Заклинская, 1977), выделенными по палинологическим данным.

По этому Западно-Сибирскому – Тургайскому меридиональному “рукаву” осуществлялся приток теплых вод в полярные широты и поэтому он являлся своего рода “отопительной батареей”, обогревавшей Арктику. Ликвидация его моментально сказалась на климатических условиях Арктики и всей Западной Евразии (Ахметьев, 1995, 2004).

В палеогеновой истории меридиональной коммуникационной системы отмечается несколько различных фаз ее состояния, получивших свое отражение в смене биот и типов осадконакопления.

Первая фаза – раннедатская – отвечает повсеместному перерыву в платформенных разрезах, хиатус которого охватывает терминальный маастрихт и самые нижние части дания (Беньяковский, 2003б). Анализ разрезов подтверждает высказанное предположение о связи этого перерыва с крупнейшей регрессией в конце мезозойской эры и в самом начале кайнозоя, обусловленной глобальным эвстатическим понижением уровня Мирового океана (Найдин, 1976). Кайнозойское морское осадконакопление почти во всех эпиконтинентальных морях Западной Евразии (в том числе и в Западно-Сибирском море) по данным изучения планктонных фораминифер началось в среднем дании во время формирования отложений зоны *Globocunusa daubjergensis* (Амон, 1987, 1990; Беньяковский, 2003б). В раннедатскую континентальную фазу троходендроидесовая флора

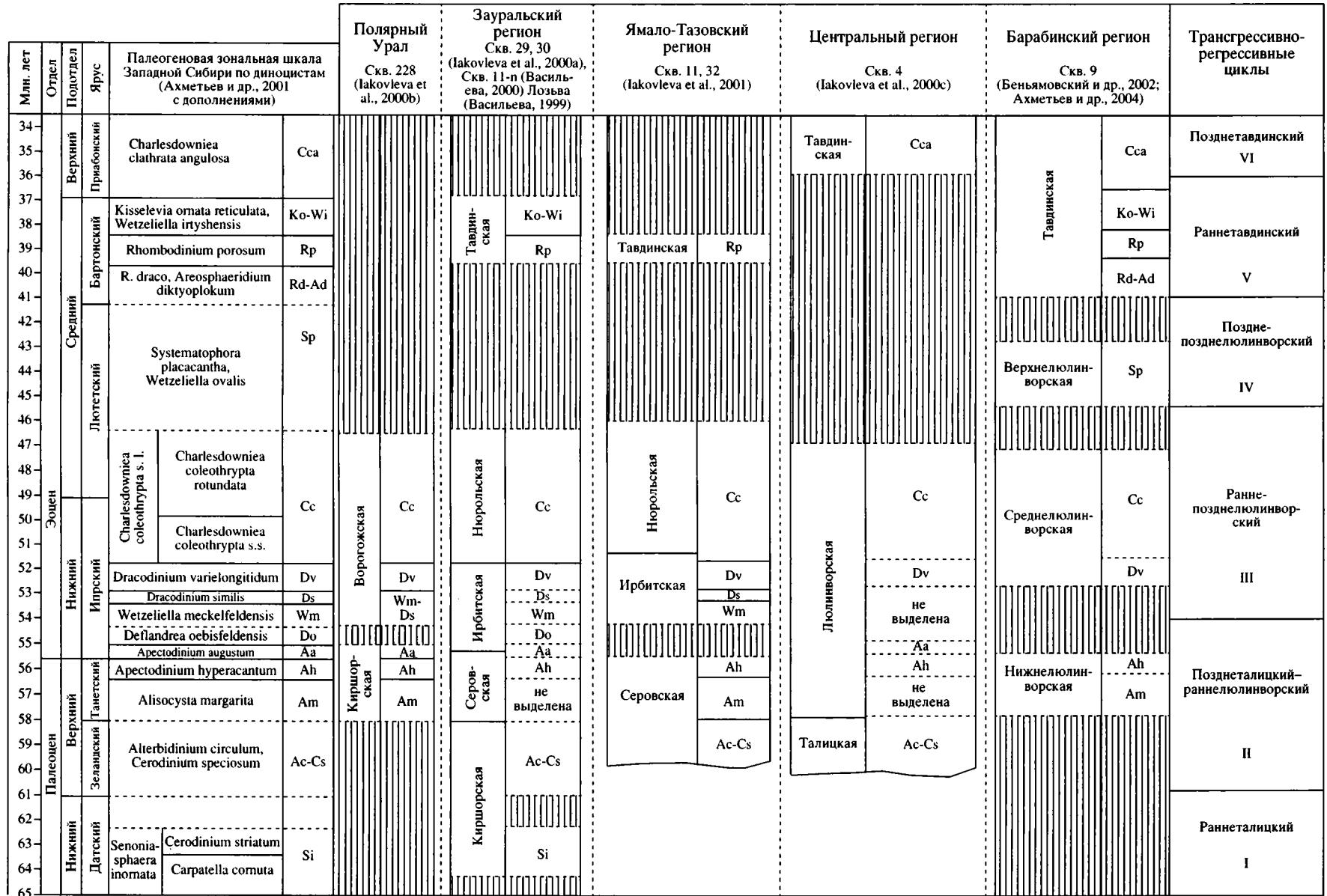


Рис. 8. Использование диноцистовой шкалы как линейки для определения объемов перерывов в опорных разрезах различных литолого-фациальных регионов Западной Сибири и Полярного Урала и трансгрессивно-регressive циклов.

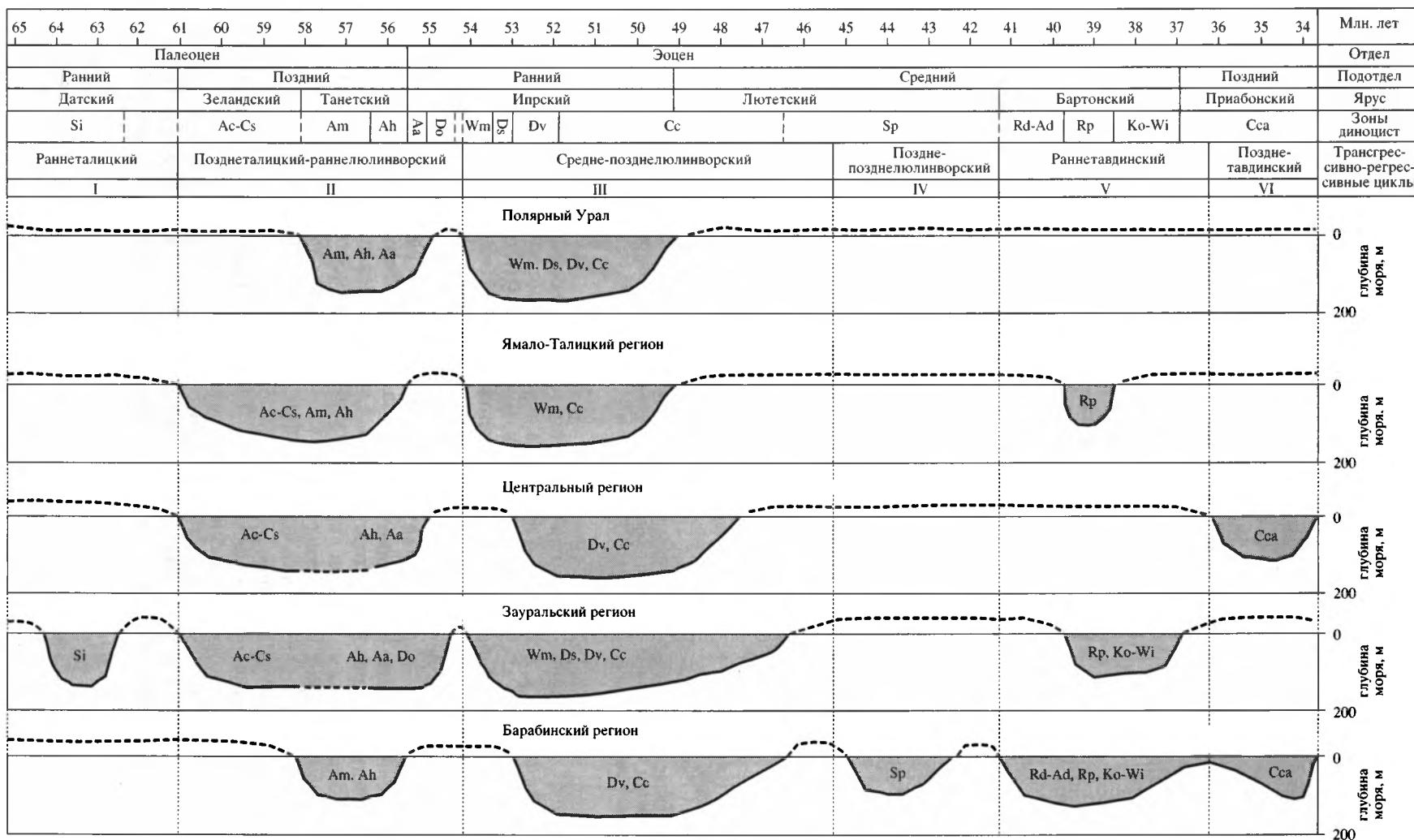


Рис. 9. Использование диноцистовой зональной шкалы и данных по опорным разрезам для определения последовательности тектонических движений и динамики развития морских бассейнов Полярного Урала и Западно-Сибирской плиты.

Морские отложения закрашены темным цветом; аббревиатуру названия зон, комплексов которых присутствуют в морских отложениях, см. на рис. 8.

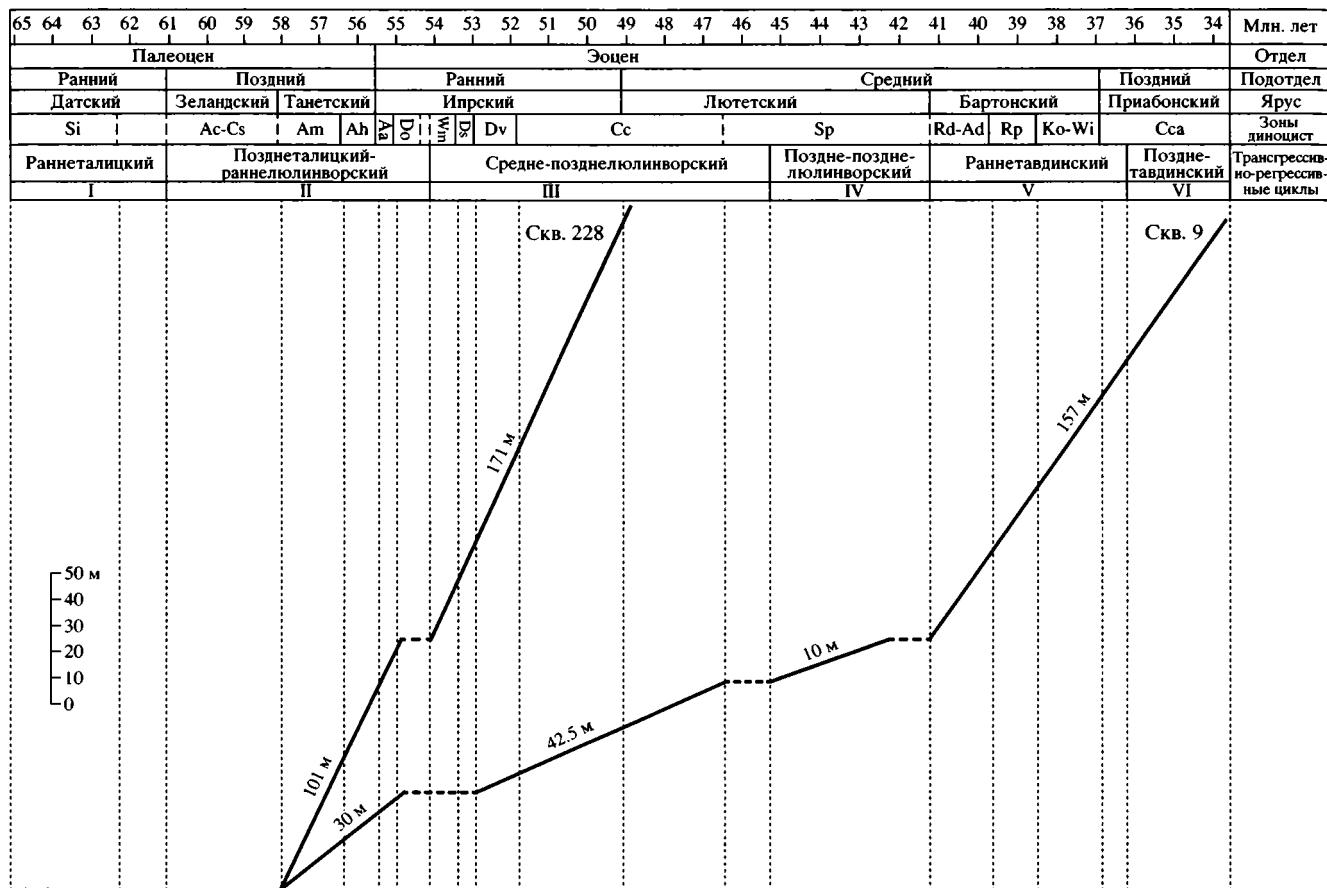


Рис. 10. Использование диноцистовой зональной шкалы для определения интервалов и темпов осадконакопления в регионе по мощностям двух опорных скважин: скважины 28 (регион Полярного Урала) и скважины 9 (Барабинский регион юго-востока Западно-Сибирской плиты).

Сибирско-Канадской провинции проникла на Средний Урал (слои с флорой р. Лозьвы А.Н. Криштофовича) в пределы Атлантическо-Европейской флористической провинции (Ахметьев, 1995).

Вторая фаза охватывает ранний и начало позднего палеоцена (средний даний-зеландий). В это время накапливались темные некарбонатные глины нижнеталицкого подгоризонта. В отложениях, наряду с boreальными комплексами диатомей и радиолярий присутствуют комплексы фораминифер, в которых отмечаются датско-зеландские европейские виды (Подобина, 1990, 1998). Целый ряд зеландских форм отмечается в отложениях, пройденных четырьмя скважинами в юго-западной части полуострова Ямал (площадь у пос. Харасавей). Здесь Э.М. Бугровой (устное сообщение) обнаружен комплекс фораминиферовых слоев с *Ceratolamarckina tuberculata*, в котором встречено много видов, описанных Ф. Бrottценом (Brotzen, 1948) из зеландских отложений Южной Швеции: *Ceratolamarckina tuberculata* (Brotzen), *C. perplexa* (Plummer), *Pseudopolymorphina geijeri angusta* Brotzen, *Sigmomorphina soluta* Brotzen, *Citharina plummoides* Plummer, *Pyramidina crassa* Brotzen, *Bolivina oedumi* Brotzen и зональный вид *Cibicides incognitus* Vassilenko, который в массовом количестве присутствует в палеоценовых отложениях сумского горизонта в окрестностях г. Ромны Днепровско-Донецкой впадины (Василенко, 1950).

миниферовых слоев с *Ceratolamarckina tuberculata*, в котором встречено много видов, описанных Ф. Бrottценом (Brotzen, 1948) из зеландских отложений Южной Швеции: *Ceratolamarckina tuberculata* (Brotzen), *C. perplexa* (Plummer), *Pseudopolymorphina geijeri angusta* Brotzen, *Sigmomorphina soluta* Brotzen, *Citharina plummoides* Plummer, *Pyramidina crassa* Brotzen, *Bolivina oedumi* Brotzen и зональный вид *Cibicides incognitus* Vassilenko, который в массовом количестве присутствует в палеоценовых отложениях сумского горизонта в окрестностях г. Ромны Днепровско-Донецкой впадины (Василенко, 1950).

Действовала система течений. Вдоль южного и восточного берегов Восточно-Европейского моря южное течение направлялось из Приаралья, отклоняясь к востоку, а вдоль восточного Уральского берега “спускалось” северное течение из

Рис. 11. Меридиональная (Западно-Сибирское море-пролив, Тургайский пролив, Орский пролив-ворота) и широтная (Днепровско-Донецкое море-пролив, Припятский пролив) коммуникационные системы (“sea-ways”) и схема развития морских бассейнов и систем проливов в раннем палеогене Западной Евразии (по Беньяковскому, 2003 с изменениями). 1 – суша, 2 – море.



Арктики (Ахметьев и др., 2001а). Эти течения ранее уже изображались на палеогеографических картах мезозоя и палеогена (Гольберт, 1987; Гольберт и др., 1968; Умова и др., 1968). Кроме того, существовало циркум-североевропейское течение, способствовавшее расселению фораминифер и моллюсков вокруг Североевропейской суши (Беньяковский, 2003б).

В конце зеландия и в начале танета после перерыва в осадконакоплении наступила третья фаза в развитии коммуникационной системы, завершившаяся расширением Западно-Сибирского моря, что привело к образованию полуотшнурованного от него Тимано-Печорского залива (рис. 11). В разрезе скв. 228, пробуренной на западном склоне Полярного Урала (левобережье р. Усы – правого притока р. Печоры), самыми древними из кайнозойских отложений были верхнезеландско-танетские (зона *Trinacria ventriculosa* по диатомеям и зона *Alisocysta margarita* по диноцистам), лежащие с глубоким размытом на кампанских образованиях (Орешкина и др., 1998; Iakovleva et al., 2000b).

Начиная с позднего зеландия, и особенно с танета, в Печорско-Тиманском море-заливе и в Западно-Сибирском бассейне устанавливается режим кремнистого осадконакопления (опоки и диатомиты, реже опоковидные глины нижнелюлинворского подгоризонта). Широкое распространение получили кремниевый планктон (диатомеи, силикофлагелляты и радиолярии).

На четвертую фазу (средний–поздний ипр) пришелся пик в меридиональных аркто-тетических связях, максимальное расширение Западно-Сибирского моря-пролива и продолжение кремнистого осадконакопления (среднелюлинворский и нижняя часть верхнелюлинворского подгоризонта). Это сопровождалось увеличением площади акватории Западно-Сибирского моря. В это же время образовался Усть-Енисейский залив (Атлас палеогеографических ..., 1968). Влияние южных водных масс было минимальным и в основном ограничивалось юго-восточной частью Западно-Сибирского моря, где известны редкие европейские ипрские планктонные фораминифера: *Subbotina eoscaenica* (Terquem), *S. pseudoeoscaenica* (Subbotina), *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman et Ponton). Они появились там благодаря течению, проникавшему с юга вдоль южного и

восточного берегов Западно-Сибирского моря (Ахметьев и др., 2001а; Беньяковский и др., 2002).

С окончательной потерей арктических связей во второй половине среднего эоцена произошли кардинальные изменения в составе осадков и биоты. Кремнистый люлинворский осадочный комплекс сменился глинистым тавдинским. Исчезли радиолярии и диатомеи, а разнообразие фораминифер заметно сократилось. Состав диноцист свидетельствует о частоте колебаний солености вод (Ахметьев и др., 2004). Это сопровождалось элиминацией стеногалинных видов с одновременным появлением ряда эндемичных. Из остракод большинство видов мигрировало в Западную Сибирь из Арало-Устюртского бассейна. В конце бартона и в приабоне зеркало Западно-Сибирского моря еще более сократилось и в конце эоцена оно полностью покинуло Западно-Сибирскую плиту.

Широтная коммуникационная система включала Припятский пролив, Днепровско-Донецкое море-пролив и Польский пролив (ворота). В палеогеновой истории широтных морей-проливов намечаются три фазы.

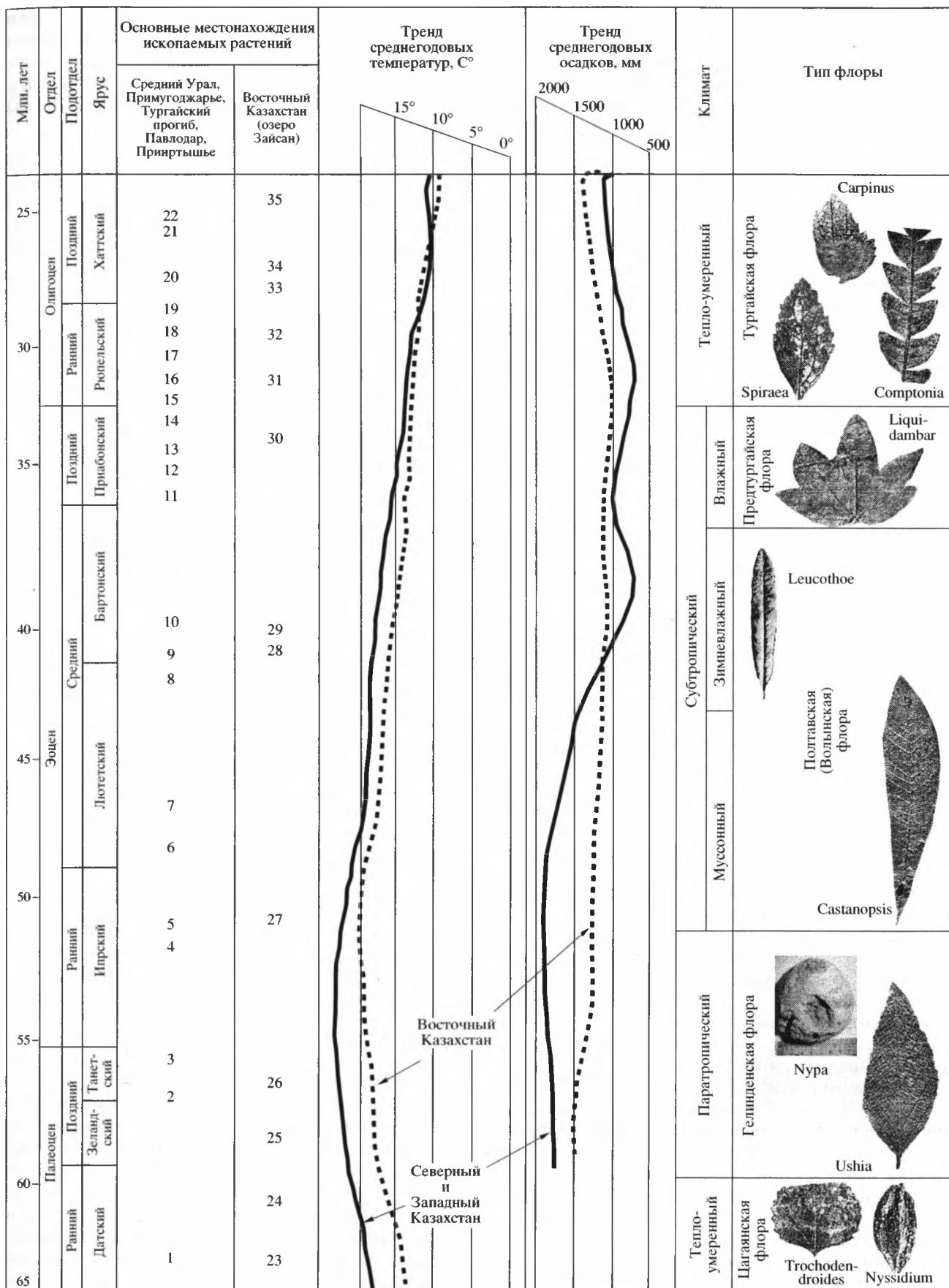
Первая фаза – сумская (средний даний–начало ипра), наступившая после регрессии конца маастрихта–начала дания. В это время установилась широкая связь западных и восточных морей Северного Перитетиса, что проявилось в единстве фаций и биотических комплексов акваторий по разные стороны этого моря-пролива (Каплан и др., 1977; Khokhlova, Oreshkina, 1999; Беньяковский, 2003б; Oreshkina, Oberhänsli, 2003). Действовали течения широтной ориентации.

Вторая фаза – каневская (средне-позднеипрское время), когда коммуникационная система прервалась вследствие осушения Припятского пролива (Balukhovsky et al., 1998; Meulenkamp et al., 2000; Беньяковский, 2003б). В это время Днепровско-Донецкое море превратилось в полузамкнутый бассейн-залив (рис. 11). В фораминиферовых бентосных комплексах Западно-Европейской и Восточно-Европейской биogeографических провинций почти отсутствуют общие виды (Kaasschieter, 1961; Бугрова, 1988; Vinken, 1988; Найдин и др., 1994).

Третья фаза (бучак-раннекиевская). В начале лютета произошло опускание Брестской и Припятской впадин, а также Полесской седловины,

Рис. 12. Эволюция климата в течение палеогена в Центральной Евразии (по Макулбекову, 1977; Ахметьеву, 1995, 2004; Akhmetiev, 1996; Геологические и биотические события..., 1998).

Основные местонахождения ископаемых растений (1–35): 1 – Лозьва, 2 – Романколь, 3 – Тыкбулат, 4 – Караколь, 5 – Сорколь, 6 – Орь, 7 – Карасор, 8 – Жамантуз, 9 – Бакы, 10 – Шайда (нижн.), 11 – Шайда (верхн.), 12 – канал Иртыш-Караганда, 13 – Акжар, 14 – Романовское, 15 – Кызыл-Тобе, 16 – Шинтузай, 17 – Маныске-Сук, 18 – Жаман-Каинды, 19 – Тортмолла, 20 – Алтын-Шокосай I, 21 – Ажылансай, 22 – Алтын-Шокосай II, 23 – Тайгузген, 24 – Кара-Бирюк, 25 – Чакелмес I, 26 – Кинн-Кериш I, 27 – Керши, 28 – Кинн-Кериш II, 29 – Тузабак, 30 – Кинн-Кериш III, 31 – Кинн-Кериш IV, 32 – Ашутас I, 33 – Кусто, 34 – Ашутас II, 35 – Ашутас III.



которое совпало с эвстатическим повышением уровня Мирового океана (Naq et al., 1987). В результате этого возобновилось соединение морских бассейнов запада и востока Северного Перитетиса. Наиболее широкие и открытые связи установились в позднелютское (керестинское) время (рис. 11). Для этого интервала отмечены сходные комплексы бентосных фораминифер по всему пространству Северного Перитетиса (Kaasschieter, 1961; Фурсенко А.В., Фурсенко К.И., 1961; Каплан и др., 1977; Григалис и др. 1988; Бугрова, 1988; Найдин и др., 1994; Радионова и др., 1994).

Четвертая фаза – позднекиевская–харьковская (бартон–рюпельская) отличалась сокращением размеров пролива–моря, его периодическими осушениями и прерыванием коммуникаций. Состав осадков и комплексы бентосных фораминифер в морях востока и запада Северного Перитетиса резко разнятся (Бугрова, 2001).

Палеоклиматические факторы

В палеогеновый период в пределах западной и северной Евразии происходили климатические события, с которыми связаны фацальные перестройки и изменения в морских биотах и наземной растительности (рис. 12 и 13). В период регрессии и похолодания на рубеже маастрикта и дания высокоширотная мезофильная гумидная гинкго–таксодиево–троходендроидесово–платановая флора, существовавшая в условиях влажного климата с равномерным распределением годовых осадков, распространилась на большей части Внетропической Евразии. Во внутренних районах континента она достигла Зайсанской впадины, Джунгарского Алатау, Монголии, заняла территорию Северо-Восточного Китая почти до широты Пекина (Ахметьев, 2004). На западе приполярной области флора этого типа сохранилась на Шпицбергене и в Гренландии. Осушение Западно-Сибирского моря и Тургайского пролива открыло возможность для миграции мезофильной умеренной флоры на Средний и Северный Урал. В Тетической области Западной Евразии с начала палеоценена сформировалась экотонная зона, в растительном покрове которой наряду с элементами троходендроидесово–платановой флоры, значительную роль играли ушии, макклитокии и девальквеи. Позже, при дальнейшем потеплении климата в палеоцене, они стали важными компонентами гелинденский “паратропической” флоры. В Северной Европе эти растения входили как ингредиенты во флоры Бореальной области. При осушении прибрежных зон на рубеже маастрикта и дания ушии мигрировали на восток, сформировав там, как и в Европе, основное ядро палеоценовой паратропической флоры. В разрезах Саратовского и Ульяновского Поволжья ушии, девальквеи и сопутствующие им кипарисовые и макклитокии были встречены в пес-

чаных слоях так называемой “сосновской” фации сызранского горизонта, т.е. существенно ниже по разрезу слоев с камышинской флорой, откуда впервые род Ushia был описан. Главными миграционными трактами в палеоцене выступали морские побережья широтных проливов.

Рубеж дания и зеландия – смена теплоумеренного климата с цагаянским типом флоры (*Trochodendroides*, *Platanus*) паратропическим с гелинденским типом флоры (*Nypa*, *Ushia*). Среди планктонных фораминифер начинается развитие тепловодных морозовелл и игорин с их миграцией на север до 50° с.ш. Во многих регионах это сопровождалось сменой карбонатной циклотемы на карбонатно-терригенно-кремнистую.

Известный биосферный кризис на рубеже палеоценена и эоценена, который привел к глобальному вымиранию бентосных палеоценовых фораминифер и ускорению эволюционных процессов среди кремниевых и органикостенных групп планктона, связывается с дизоксией в морских бассейнах в интервале глубин ниже фотического слоя (от 500 м и более) и еще большим потеплением. Он отразился и на составе паратропической флоры, переживающей в конце палеоценена кульмиационную fazу. В составе крупнолистных flor терминального танета – романкольской Южного Урала, а также Сезанна и Рийи из окраинной части Парижского бассейна фиксируется максимальное количество таксонов тропического корня в средних широтах. Это можно видеть даже из простого перечня представителей семейств и родов, присутствующих во флоре Романколя: *Mograeae* (*Artocarpus*, *Ficus*), *Proteaceae* (*Dryandra*), *Magnoliaceae*, *Lauraceae* (6 родов), *Euphorbiaceae*, *Eleocarpaceae*, *Sterculiaceae*, *Combretaceae*, *Myrtaceae*, *Theaceae*, *Melastomataceae*, *Araliaceae*, *Sapotaceae* (*Sideroxylon*), *Symplocaceae*, *Apocynaceae*, *Rubiaceae* (Макулбеков, 1977; Байковская, 1984).

Существенное изменение состава флоры произошло в ипре в связи со сменой паратропического климата на субтропический, летне-влажный, муссонного типа. Эта трансформация климата, по-видимому, явилась результатом редукции ранее сквозного широтного рукава, соединявшего моря Восточного Перитетиса с Североморским бассейном через Северную Украину, Белоруссию и Южную Прибалтику. Сохранение южного тепла- и влагопереноса при прекращении широтного привело к сезонному перераспределению осадков. Важнейшим индикатором вновь сформированного муссонного климата является кастанопсис в сочетании с другими вечнозелеными буковыми и лавровыми, рецентные аналоги которых сосредоточены ныне в муссонной зоне Юго-Восточной Азии. В ипре (особенно во второй его половине) в морских отложениях фиксируется появ-

ление черносланцевых прослоев и расширение зоны кремнистых осадков.

Во второй половине лютета в моря Крымско-Кавказской провинции из Тетиической области мигрировали тепловодные глобигеринатеки, кла-вигеринеллы, турбороталии и субботины. Некоторые их единичные представители расширили ареал на север до южных окраин Западно-Сибирского моря. В конце лютета и в бартоне тепловодные комплексы планктонных фораминифер сменились на ассоциации, с космополитными и более холодноводными формами (рис. 13). Это явилось, вероятно, отражением глобального процесса, поскольку в Антарктиде на этом уровне произошла первая стадия оледенения (Bartov et al., 1991a,b).

Перестройка морских коммуникационных систем на рубеже лютета и бартона, в начале бартона привела к формированию в средних широтах Западной Евразии субтропического климата, наиболее напоминающего современный зимне-влажный средиземноморский, с сухим и жарким летом. В растительном покрове начали доминировать узколистные жестколистные дубово-лавролистные леса с восковницами, вересковыми (*Leucothoe*) и пальмами (*Trachysagrus*, *Sabal*). Состав лесной растительности в среднем и начале позднего эоцена был сходным во всей полосе от Центральной Европы (Чехия, Венгрия) до Павлодарского Прииртышья. Флористический обмен осуществлялся через северные побережья морей Северного Перитетиса и островные архипелаги.

В начале позднего эоцена в комплексах планктонных фораминифер Крымско-Кавказской области вновь появились тепловодные глобигеринатеки и турбороталии (рис. 13). Состав бентосных фораминифер стал близок к средиземноморскому (Бугрова, 2001), а в морской биоте верхнетавдинского подгоризонта Западной Сибири отчетливо прослеживается влияние фаун южного Приаральско-Среднеазиатского бассейна (Ахметьев и др. 2001a; Беньяmovский и др., 2002).

В позднем эоцене по мере отступления эпиконтинентального моря из Западной Сибири и Тургая, климат стал значительно более влажным с относительно равномерным распределением осадков по сезонам. В растительном покрове жестколистные дубово-лавролистные леса начали сменяться летнезелеными широколиственными полидоминантными мезофильными с участием таксодиевых, ореховых, гамамелиевых, листопадных буковых. Флористическая смена началась с азональных рипарийных ассоциаций, позже она распространилась и на плакорные.

Наконец, рубеж эоцена и олигоцена ознаменовался глобальным похолоданием климата, вызвавшим синхронные изменения как в наземной флоре и растительности (повсеместное развитие

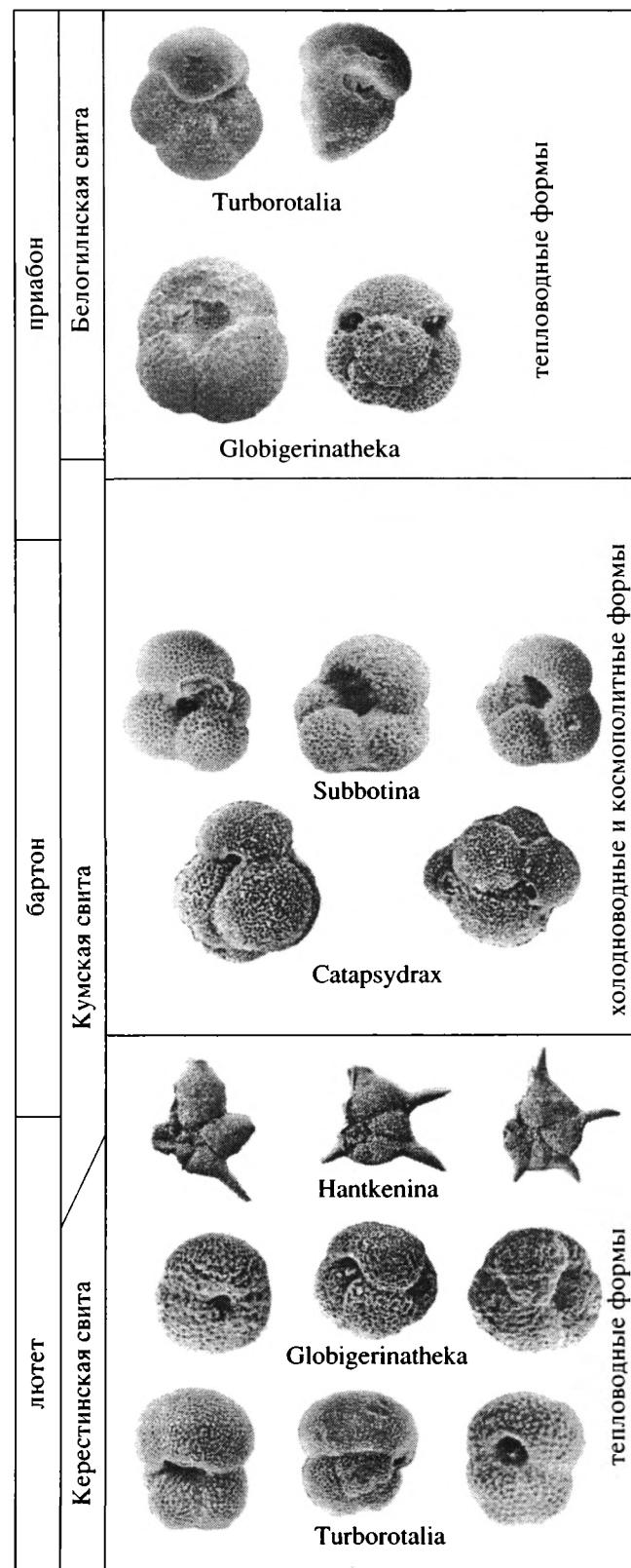


Рис. 13. Смена температурных индикаторов планктонных фораминифер в средне-верхнеэоценовых отложениях Крымско-Кавказской области (по Beniamovski et al., 2003).

широколиственных, листопадных лесов тургайского типа), так и в морской биоте (исчезновение наннопланктона и планктонных фораминифер, появление небогатых комплексов мелкомерных тонкостенных бентосных фораминифер). Карбонатно-терригенное осадконакопление сменилось на терригенное (Геологические и биотические события...., 1998).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Ранг зональных шкал по различным группам, используемых для расчленения палеоценовых и эоценовых отложений юга Восточно-Европейской платформы и Сибирской плиты неоднозначен:

а) в качестве зональной шкалы по нанопланктону используется международная глобальная шкала (Martini, 1971; Bukry, 1973, 1975);

б) зональная шкала по планктонным фораминиферам включает аналоги зон стандартной шкалы (Berggren et al., 1998; Berggren, Norris, 1997) палеоцена, ипра и приабона, а для среднего эоцена принимаются региональные зоны (Беньяковский, 2001);

в) диноцистовая шкала, которая может рассматриваться как зональный стандарт по этой группе для юга Европейской России и Западной Сибири, разработана как интегральная на основе действующих шкал Северо-Западной Европы, юга СССР и Западной Сибири; по существу, создан детальный современный диноцистовый зональный стандарт для палеогена севера Центральной Евразии;

г) зональные шкалы по кремниевому планктону (по радиоляриям и диатомеям) созданы на материалах опорных разрезов палеоцена и эоцена Днепровско-Донецкой впадины, Воронежской антеклизы, Ульяновско-Саратовского прогиба, Прикаспийской впадины, Тургайского прогиба и Западносибирской плиты отражают этапы развития этих групп в средних и высоких широтах Западной Евразии;

д) палинозоны прослежены как в морских осадках, где сопоставлены с зонами по диноцистам, так и в континентальных. Тем самым создан каркас для синхронизации событий в морях Северного Перитетиса и окружающей Евразийской суши.

2. Использование зональных шкал позволило определить или уточнить стратиграфические объемы перерывов, разграничающих крупные трансгрессивно-регressive циклы.

3. Трем основным структурно-фациональным зонам: кремнисто-терригенной, кремнисто-карбонатно-терригенной и карбонатно-терригенной соответствовали морские акватории с различными водными массами и группами микропланкто-

на. В первой зоне с boreальной водной массой широчайше были распространены диноцисты наряду с радиоляриями и диатомиями. Во второй зоне с субтетической водной массой обитали представители карбонатного, кремниевого и органикостенного планктона. Наконец, в третьей структурно-фациональной зоне с тетическо-субтетической водной массой в основном был распространен карбонатный планктон.

4. В позднем мелу сформировалась, а в палеоцене и эоцене продолжала функционировать меридиональная и широтная коммуникационные системы, обеспечивающие водообмен и биотические связи акваторий океанов и внутренних морей. Долготная система через Западно-Сибирское море-пролив и Тургайский пролив обеспечивала аркто-тетические связи. Широтная система, включавшая Днепрово-Донецкое море, Припятский пролив и Польский пролив (ворота) определяла связи западных и восточных морей Северного Перитетиса. Действовали течения меридиональной и широтной ориентации, способствовавшие расселению морских организмов.

5. Наполнение, обмеление или осушение морей-проливов или их частей, а также окраинных морей Северного Перитетиса зависело от сочетания влияний эвстатических флюктуаций Мирового океана, эпейрогении и проявлений региональной тектоники. Это определяло динамику "работы" "морских клапанов", которой, в свою очередь, регулировалась перестройка биоты и изменение ее разнообразия.

Первая и самая значительная масштабная перестройка биоты произошла на рубеже маастрихта и дания в результате глобальной регрессии, сопровождавшейся походлоданием, когда произошло осушение моря на всех платформах Западной Евразии. Биотическая трансформация в начале ипра по времени совпала с нарушением широтных коммуникаций и изоляцией западных и восточных морей Северного Перитетиса, изменением связей с Атлантикой. Эта трансформация в значительной степени была усиlena известным глобальным биосферным событием этого рубежа – разрушением газогидратных залежей в Мировом океане, что привело к образованию в морских бассейнах темносланцевых сапропелевидных толщ, обогащенных C_{opt} (Найдин и др., 1984). На юге России подобные толщи выявлены в пределах северной моноклинали Большого Кавказа, на юге Восточного Прикаспия и Закаспия (Шуцкая, 1970; Найдин и др., 1994). С началом редукции, а затем и с окончательным закрытием долготной системы коммуникаций между Тетисом и Арктическим бассейном на рубеже лютета и бартона, изменения произошли и в широтной системе связей, что, возможно, сыграло решающую

роль в формировании кумского аноксического бассейна.

6. Перестройка морских коммуникационных систем сопровождалась образованием преград, или, напротив, проходов для миграции сухопутной фауны и флоры. Это же оказывало и существенное влияние на формирование климата Западной Евразии. Установившийся в средних широтах в конце первой половины палеоцена гумидный паратропический климат, сменился в ипре летневлажным муссонным, субтропическим. Палеогеографические перестройки на рубеже лютета и бартона сопровождались климатической инверсией и в средних широтах Западной Евразии, климат, оставаясь субтропическим, становится зимневлажным, с жарким сухим летом, напоминавшим современный средиземноморский. Наконец, с началом похолодания в конце эоцена, климат, оставаясь на юге субтропическим, на севере становится теплоумеренным гумидным, с относительно равномерным распределением осадков в течение года. Это создало предпосылку для формирования в начале олигоцена мезофильной теплоумеренной хвойно-широколиственной тургайской флоры.

Авторы выражают глубокую признательность всем многочисленным коллегам из Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга и Новосибирска, принимавшим самое деятельное участие в создании региональных стратиграфических схем палеогена Восточно-Европейской платформы и Западной Сибири, а также рецензентам – В.А. Захарову и С.В. Попову, ознакомившихся с содержанием статьи. Их советы и рекомендации авторы с благодарностью учли. Статья отражает содержание стендового сообщения, сделанного в августе 2003 г. в г. Левене (Бельгия) на Международном симпозиуме по палеогену “Preparing for Modern Life and Climate”. Мы признательны организаторам симпозиума – профессорам Н. Ванденбергу (Бельгия) и Г.-П. Лутербахеру (Швейцария) за содействие нашего участия в нем.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 02-05-65170, 04-05-64424, 05-05-64910 и НШ-1615.2003.5. Программа РАН № 25.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н. Палинологическая характеристика палеоценовых отложений Нижнего Поволжья (скв. 28, г. Дубовка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 71–82.

Амон Э. О. К биостратиграфии пограничных отложений мела и палеогена в Среднем Урале // Ежегодник Ин-та геол. и геохим. УрО АН СССР. 1987. С. 23–24.

Амон Э.О. О границе мела и палеогена в Среднем и Южном Зауралье по данным стратиграфического распространения комплексов микрофауны // Проблемы

стратиграфии Урала. Мезозой и кайнозой. Свердловск: Препринт, 1990. С. 25–39.

Андреева-Григорович А.С. Фитопланктон (диноцисты и наннопланктон) и зональная стратиграфия палеогена юга СССР // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Киев: КГУ, 1991. 47 с.

Атлас палеогеографических карт СССР. Т. IV. Кайнозой. М.: Недра, 1966.

Ахметьев М.А. Наземная флора Северной Евразии на границе мела и палеогена // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 6. С. 65–78.

Ахметьев М.А. Климат Земного шара в палеоцене и эоцене по данным палеоботаники // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Гл. ред. Семихатов М.А., Чумаков Н.М. М.: Наука, 2004. С. 10–43.

Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Амон Э.О. и др. Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001а. Т. 9. № 2. С. 30–57.

Ахметьев М. А., Александрова Г.Н., Беньяковский В.Н. и др. Курганские слои нижнего олигоцена Западной Сибири и Зауралья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001б. Т. 9. № 4. С. 65–79.

Ахметьев М. А., Александрова Г. Н., Беньяковский В. Н. и др. Новые данные по морскому палеогену Западно-Сибирской плиты. Ст. 1 // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 58–96.

Ахметьев М.А., Беньяковский В.Н. Стратиграфическая схема морского палеогена Юга Европейской России // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 5. С. 40–51.

Байковская Т.Н. Палеоценовая флора Романкульская (Южный Урал). Л.: Наука, 1984. 79 с.

Беньяковский В.Н. Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 210–223.

Беньяковский В.Н. Использование новой шкалы по планктонным фораминиферам для определения объемов перерывов и уровней перестроек в палеоцене и эоцене Крымско-Кавказской провинции // Палеострат-2003. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. Программа и тез. докл. / Ред. Алексеев А.С. М.: Изд-во МГУ, 2003а. С. 4.

Беньяковский В.Н. Проливы, водные массы, течения и палеобиогеографическое районирование морских бассейнов палеоценена Северо-Западной Евразии по фораминиферам // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003б. Т. 78. Вып. 4. С. 57–78.

Беньяковский В.Н., Ахметьев М.А., Алексеев А.С. и др. Морской терминалный мел и палеоген южной части Западной Сибири // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 5. С. 30–50.

Беньяковский В.Н., Васильева О.Н., Левина А.П., Пронин В.Г. Палеоген Южного Зауралья. Ст. 2. Палеоген в центральной, северной частях Тургайского прогиба и Курганском Зауралье // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1995. № 2. С. 2–15.

Беньяковский В.Н., Щерба И.Г. Палеобатиметрия и аноксия поздепалеоценового бассейна Большого Кав-

каза в свете новых микропалеонтологических данных // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 790–794.

Бугрова Э.М. Детализация биостратиграфического деления эоцена Красноводского полуострова и Прикарабогазья по фораминиферам // Тр. 28 сессии ВПО. Л.: Недра, 1986. С. 41–49.

Бугрова Э.М. Фораминиферы эоцена юга СССР // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 36 с.

Бугрова Э.М. Стратиграфическое и географическое распространение верхнеэоценовых фораминифер на северной окраине бассейна Тетис // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 2. С. 92–104.

Василенко В.П. Фораминиферы палеоцена центральной части Днепровско-Донецкой впадины // Микрофауна СССР. Сб. 4. Л.: Гостоптехиздат, 1950. С. 177–224.

Васильева О.Н. Палинология и стратиграфия палеогеновых морских отложений Южного Урала. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР, 1990. 57 с.

Васильева О.Н. Стратиграфия палеоценовых отложений в бассейне р. Лозьвы (Северный Урал) по палинологическим данным // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург, 1999. С. 170–175.

Васильева О.Н. Диноцисты Южного Зауралья в отложениях пограничного интервала между палеоценом и эоценом // Ежегодник 1999. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. 2000. С. 11–18.

Гаврилов Ю.О., Копаевич Л.Ф. О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 3–14.

Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А. Биотические и геохимические события на границе палеоцена и эоцена в морях Северо-восточного Перитетиса // Материалы Все-рос. научн. конференции “Геология, геохимия и геофизика на рубеже ХХ и ХХI веков” Том 1. Тектоника, стратиграфия, литология. М.: ООО “Связь-принт”, 2002. С. 186–188.

Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть 2. Геологические и биотические события / Отв. ред. Крашенников В.А.. Ахметьев М.А. М.: ГЕОС, 1998. 250 с.

Глазер З.И. Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. геология. 1979. № 11. С. 19–31.

Глазер З.И. Проблемы зональной стратиграфии эоцена по кремневому фитопланктону (на примере эоцена Прикаспийской впадины) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 83–94.

Гольберт А. В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 222 с.

Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Л. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука, 1968. 152 с.

Григалис А., Бурлак А.Ф., Зосимович В.Ю. и др. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии палеогеновых отложений запада европейской части СССР // Сов. геология. 1988. № 12. С. 43–55.

Заклинская Е.Д. Покрытосеменные по палинологическим данным // Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1977. С. 66–119.

Запорожец Н.И. Новые данные по стратиграфии эоцена и олигоцена Северных Ергеней (Юг Русской платформы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 3. С. 56–73.

Запорожец Н.И. Палинологические комплексы кумского горизонта // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 83–103.

Зональная стратиграфия фанерозоя СССР: Справочное пособие / Ред. Корень Т.Н. и др. М.: Недра, 1991. 160 с.

Каплан А.А., Григалис А.А., Стрельникова, Гликман Л.С. Стратиграфия и корреляция палеогеновых отложений юго-запада Прибалтики // Сов. геология. 1977. № 4. С. 30–43.

Кисельман Э.Н. Комплексы фораминифер палеогеновых отложений Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 41–51.

Козлова Г.Э. Радиолярии палеогена Бореальной области России. СПб.: ВНИГРИ, 1999. 323 с.

Коровина Г.М. Зональное деление и фациальные типы кумского горизонта верхнебодракского подъяруса верхнего эоцена Туркменистана // Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 69. С. 122–128.

Крашенников В.А. Стратиграфия палеогена северо-западной части тихого океана // Тр. ГИН АН СССР. 1982. Вып. 369. 144 с.

Крашенников В.А., Музылев Н.Г. Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону в разрезах палеогена Северного Кавказа // Вопр. микропалеонтологии. 1975. Вып. 18. С. 212–224.

Кулькова И.А. Стратиграфия палеогеновых отложений Западной Сибири по палинологическим данным // Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 11–17.

Кулькова И.А. Диноцисты морского палеогена Западно-Сибирской равнины // Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1994. С. 98–106.

Кулькова И.А., Шацкий С.Б. Зональное деление морского палеогена Западно-Сибирской равнины по диноцистам // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 25–31.

Макулбеков Н.М. Палеогеновые флоры Западного Казахстана и Нижнего Поволжья. Алма-Ата: Наука, 1977. 253 с.

Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по наннопланктону // Тр. ГИН АН СССР. 1980. Вып. 348. 94 с.

Найдин Д.П. Граница мела и палеогена // Границы геологических систем. М.: Наука, 1976. С. 225–257.

Найдин Д.П. Меридиональные связи позднемеловой морской биоты Северного Полушария // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 1. С. 8–14.

Найдин Д.П., Беньяковский В.Н., Копаевич Л.Ф. Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. М.: Изд-во МГУ, 1994. 136 с.

Орешкина Т.В., Алексеев А.С., Смирнова С.Б. Мел-палеогеновые отложения Полярного Предуралья: био-

стратиграфические и палеогеографические аспекты // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии // Тр. ГИН РАН. 1998. Вып. 500. С. 183–192.

Панова Л.А., Громова Н.С., Малигонова Е.Ю. Палиностратиграфия палеогеновых отложений // Практическая палиностратиграфия / Под ред. Пановой Л.А., Ошурковой М.В., Романовской Г.М. Л.: Недра, 1990. С. 149–179.

Подобина В.М. Новые данные по биостратиграфии палеоцена Западной Сибири // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 5. С. 61–67.

Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во ТГУ. 1998. 338 с.

Постановления МСК и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. Вып. 24. С. 51–54.

Радионова Э.П., Орешкина Т.В., Хохлова И.Г., Беньяновский В.Н. Эоценовые отложения северо-восточно-го борта Днепровско-Донецкой впадины (зональная стратиграфия и циклический анализ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 85–102.

Радионова Э.П., Васильева О.Н., Козлова Г.Э., Стрельникова Н.И., Яковleva А.И. Биотические события при переходе от палеоцена к эоцену в Западной Сибири и Северном Тургайе: свидетельства по кремниевому и органикостенному планктону // Тез. докл. 50-й сессии ВПО. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 108–110.

Стратиграфия СССР. Палеогеновая система / Отв. ред. Гроссгейм В.А., Коробков И.А. М.: Недра, 1975. 524 с.

Стрельникова Н.И. Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1992. 308 с.

Умова Л.А., Цаур Г.И., Шатров В.П. Палеогеография восточного склона Урала и Зауралья в меловое и палеоценовое время. Свердловск: Изд-во УФ АН СССР, 1968. 83 с.

Унифицированные региональные стратиграфические схемы неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. 76 с.

Фурсенко А.В., Фурсенко К.И. Фораминиферы верхнего эоцена Белоруссии и их стратиграфическое значение // Палеонтология и стратиграфия БССР. Минск: Изд-во АН БССР, 1961. Вып. 3. С. 246–361.

Шацкий С.Б. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Сибири // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 3–21.

Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 70. 255 с.

Akhmetiev M.A. Ecological Crises of the Paleogene and Neogene in Extratropical Eurasia and their putative causes // Paleontol. J. 1996. V. 30. № 6. P. 738–748.

Akhmetiev M.A., Beniamovski V.N. The Paleogene of Western Eurasia (Russian sector) (stratigraphy, paleogeography, climate) // Symposium on the Paleogene. Preparing for Modern Life and Climate. Leuven. Belgium. 2003. Abstract. P. 3.

Aubry M.-P. Where should the global stratotype section and point (GSSP) for the Paleocene/Eocene boundary be located // Bull. Soc. geol. France. 2000. V. 171. № 4. P. 461–476.

Balukhovsky A.N., Bocharova N.Yu., Bush W.A. et al. Paleo-geographic maps of palinospatic reconstruction // Kazmin, Natapov (eds). Institute of Tectonics of Lithospheric Plates of Russian Academy of Natural Sciences. Moscow. 1998. Map 50 MA.

Barron J.A., Baldauf J.G., Barrera E., Caulet J.-P. et al. Bio-chronological and magnetostratigraphic synthesis of Leg 119 sediments from the Kerguelen Plateau and Prydz Bay, College Antarctica. // Barron J., Larsen B., et al. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1991a. V. 119. P. 813–847.

Barron J. A., Larsen B., Baldauf J.G. Evidence for Late Eocene to early Oligocene Antarctic glaciation and observations on Late Neogene glacial history of Antarctica: results from Leg 119 // Barron J., Larsen B., et al. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1991b. V. 119. P. 869–891.

Beniamovski V.N., Khokhlova I.E., Iakovleva A.I. The great benthic foraminiferal extinction and turnover in radiolarian and dynocyst as the reflect of great changes in the epicontinental basins of the northeastern Peri-Tethys in the Paleocene-Eocene transition interval // Symposium on Late Paleocene-Early Eocene Events from North Africa to Middle East. The first international conference on the geology of Africa. Assiut-Egypt. 1999. P. 12–15.

Beniamovski V.N., Alekseev A.S., Ovechkina M.N., Oberhänsli H. Middle to upper Eocene dysoxic-anoxic Kuma Formation (northeast Peri-Tethys): Biostratigraphy and paleoenvironment // Cause and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene: Boulder, Colorado / Eds Wing S.L., Gingerich P.D., Schmitz B., Thomas E. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 369. 2003. P. 95–112.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology time scales and global stratigraphic correlations: A unified temporal framework for an historical geology / Eds Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.-P., Hardenbol J. Soc. Econom. Paleontol. and Mineral. Spec. Publ. 1995. № 54. P. 129–212.

Berggren W.A., Norris R.D. Biostratigraphy, phylogeny and systematics of Paleocene trochospiral planktonic foraminifera // Micropaleontology. 1997. V. 43. Suppl. 1. P. 1–116.

Brotzen F. The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna // Sveriges Geol. Unders. Ser. C. 1948. № 493. 145 p.

Bukry D. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C. 1973. V. 15. P. 127–149.

Bukry D. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean // Initial Rep. of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C. 1975. V. 32. P. 677–701.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. № 4793. P. 1156–1166.

Heckel P.H. Origin of phosphatic black shale facies in Pennsylvanian cyclothems of Mid-Continent North America // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1997. V. 61. № 7. P. 1045–1068.

Iakovleva A.I., Kulkova I.A. Paleocene-Eocene dinoflagellate cysts and continental palynomorphs of the Pur Down-

- stream Basin (Northwestern Siberia): biostratigraphical and palaeoenvironmental implications // Rev. Española Micro-paleontol. 2001. V. 33. № 1. P. 1–31.
- Iakovleva A.I., Kulkova I.A., Cavagnetto C. Eocene micro-phytofossils (dinoflagellate cysts and continental palynomorphs) of Northwestern Siberia (Severnaya Sosva Basin) // Newsletters Stratigr. 2000a. V. 38. № 1. P. 13–38.
- Iakovleva A.I., Oreshkina T.V., Alekseev A.S., Rousseau D.-D. A new Paleogene micropaleontological and palaeogeographical data in the Pechora Depression, northeastern European Russia // C. R. Acad. Sci. Paris de la Terre et des Planètes. 2000b. V. 330. P. 485–491.
- Iakovleva A.I., Rousseau D.-D., Cavagnetto C. Paleocene-Eocene dinoflagellate cysts and continental palynomorphs from borehole № 4 (Vasugan basin, Central Western Siberia) // Palynology. 2000c. V. 24. P. 187–200.
- Kaasschieter J.P. Foraminifera of the Eocene of Belgium // Kong. Belg. Inst. Natuurwet. 1961. V. 147. 271 p.
- Khokhlova I.E., Oreshkina T.V. Early Paleogene siliceous microfossils of the Middle Volga Region: stratigraphy and palaeogeography // Geodiversitas. 1999. V. 21. № 3. P. 90–93.
- Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation // Proc. 2nd Planktonic Conference. Roma / Ed. Farinacci A. Tecnoscienza. Roma. 1971. V. 2. P. 739–785.
- Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins / Eds De Graciansky, Handerbol P.-C., Jacquin J., Vail P.R. // Soc. Econom. Paleontolog. and Mineralog. SEMP Spec. Publ. 1998. № 60. Chart 3.
- Meulenkamp J.E., Sissingh W., Beniamovskii V.N. et al. Map 17. Early-Middle Ypresian (55–51 Ma) // Peri-Tethys Atlas palaeogeographical maps / Eds Dercourt J., Gaetani M., Vrelynck B. et al. Paris. 2000.
- Oreshkina T.V., Oberhänsli H. Diatom turnover in the early Paleogene diatomite of the Sengiley section, Middle Povolzhie, Russia: A response to the Initial Thermal Maximum? // Causes and Consequences of Globally Warm climates in the Early Paleogene: Boulder, Colorado / Eds Wing S.L., Gingerich P.D., Schmitz B., Thomas E. Geol. Soc. America. Spec. Paper. 2003. V. 369. P. 169–179.
- Radionova E.P., Beniamovski V.N., Iakovleva A.I. et al. Early Paleogene transgression: stratigraphical and sedimentological evidence from the northern Peri-Tethys // Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene: Boulder, Colorado / Eds Wing S.L., Gingerich P.D., Schmitz B., Thomas E. Geol. Soc. America. Spec. Paper. 2003. V. 369. P. 239–261.
- Radionova E.P., Khokhlova I.E., Beniamovski V.N. et al. Transition from the Paleocene to Eocene in the northeastern Peri-Tethys area: Sokolovskii quarry key section of the Turgay Passage // Bull. Soc. Geol. France. 2001. T. 172. № 4. P. 245–256.
- Shcherbinina E.A. Middle Eocene nannofossils and geological events of the northeastern Peri-Tethys // GFF. 2000. V. 122. P. 143–145.
- Vinken R. The Northwest European Tertiary Basin / Ed. Vinken R. // Geol. Jahrbuch. 1988. A. 100. P. 1–508.

Рецензенты Л.А. Невесская, С.В. Попов

УДК 561.26:551.782(565.2)

НАХОДКИ НЕОГЕНОВЫХ ДИАТОМЕЙ В РАЗРЕЗЕ СЭНДИ РИДЖ П-ВА АЛЯСКА: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

© 2006 г. А. Ю. Гладенков

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 11.01.2005 г., получена после доработки 14.02.2005 г.

Представлены результаты изучения ископаемых диатомей из формации Милки Ривер разреза Сэнди Ридж п-ова Аляска. Приведены новые данные по стратиграфическому распространению диатомей и силикофлагеллят. Находки важных в стратиграфическом отношении форм (*Neodenticula kamtschatica*, *Thalassiosira oestrupii*, *Cosmiodiscus insignis*) позволяют провести корреляцию изученных ассоциаций с комплексами зональной шкалы кайнозоя по диатомеям для Северной Пацифики. Выявление комплекса подзоны "б" зоны *Neodenticula kamtschatica* (Barron, Gladenkov, 1995) делает возможным датировать вмещающие толщи концом позднего миоцена – началом раннего плиоцена (5.5–4.8 млн. лет назад). Находки ряда других видов, являющихся дополнительными биостратиграфическими маркерами (*Thalassiosira temperei*, *Th. latimarginata* и др.), позволяют уточнить возраст разных частей разреза. В частности, слои, к которым приурочены наиболее древние представители моллюсков рода *Astarte*, важные для определения ранней стадии формирования Берингова пролива, датированы в пределах 5.5–5.4 млн. лет назад. На основе анализа состава изученных диатомовых ассоциаций сделаны выводы по палеогеографическим обстановкам.

Ключевые слова. Неоген, Аляска, диатомеи, зональная стратиграфия, палеогеография.

ВВЕДЕНИЕ

Остатки ископаемых диатомовых водорослей (одноклеточных микроорганизмов с кремневым панцирем) широко распространены в неоген-четвертичных осадочных отложениях в пределах высоких – средних широт северной части Тихого океана и ее обрамления. Данная палеонтологическая группа сейчас широко используется при расчленении и региональных корреляциях древних толщ. Так, к настоящему времени для Северной Пацифики по диатомеям разработаны дробные зональные шкалы, которые успешно внедряются в стратиграфическую практику. При проведении границ зональных и внутризональных подразделений используются датированные уровни – уровни появления или исчезновения отдельных видов (реже – резкого изменения их численности), для которых прослежена определенная стратиграфическая последовательность. Кроме того, в разрезах скважин глубоководного бурения проведена прямая корреляция таких биостратиграфических уровней в интервале конца раннего миоцена – квартера с магнитостратиграфической шкалой, что позволило определить их точный возраст (Barron, 1980, 1992а, 2003; Koizumi, Tamura, 1985; Koizumi, 1992; Barron, Gladenkov, 1995; Yanagisawa, Akiba, 1998). Это дало возможность на реальной основе датировать границы выделяемых подразделений и точно определить

продолжительность зон. Однако, несмотря на то, что остатки диатомей широко распространены, в частности, в осадочных толщах в восточной части Берингова моря и заливе Аляска (Kanaya, Koizumi, 1966; Жузе, 1968; Жузе и др., 1969; Kanaya, 1969; Schrader, 1973; Sancetta, 1981а–б, 1982; Sancetta, Silvestri, 1986; Barron, Gladenkov, 1995), в наземных разрезах района п-ова Аляска их находки крайне редки или отсутствуют вообще. Поэтому определение возраста развитых здесь третичных отложений и их сопоставление часто затруднены. До последнего времени относительно богатые неогеновые диатомовые комплексы были изучены только на островах Прибылова в юго-восточной части Берингова моря (Hanna, 1919, 1970). Кроме этого, редкие диатомеи посредственной сохранности отмечены на отдельных уровнях разреза формации Якатага на о-ве Мидлтон, расположенному в северо-восточной части залива Аляска (Plafker, Addicott, 1976). Однако определить точный возраст этих ассоциаций не представлялось возможным ввиду отсутствия в их составе стратиграфических видов-маркеров. В настоящей работе изложены материалы исследования неогеновой диатомовой флоры из формации Милки Ривер разреза Сэнди Ридж юго-западной части п-ова Аляска (рис. 1). Это первые находки в кайнозойских разрезах Аляски представительных морских диатомовых ассоциаций, включающих

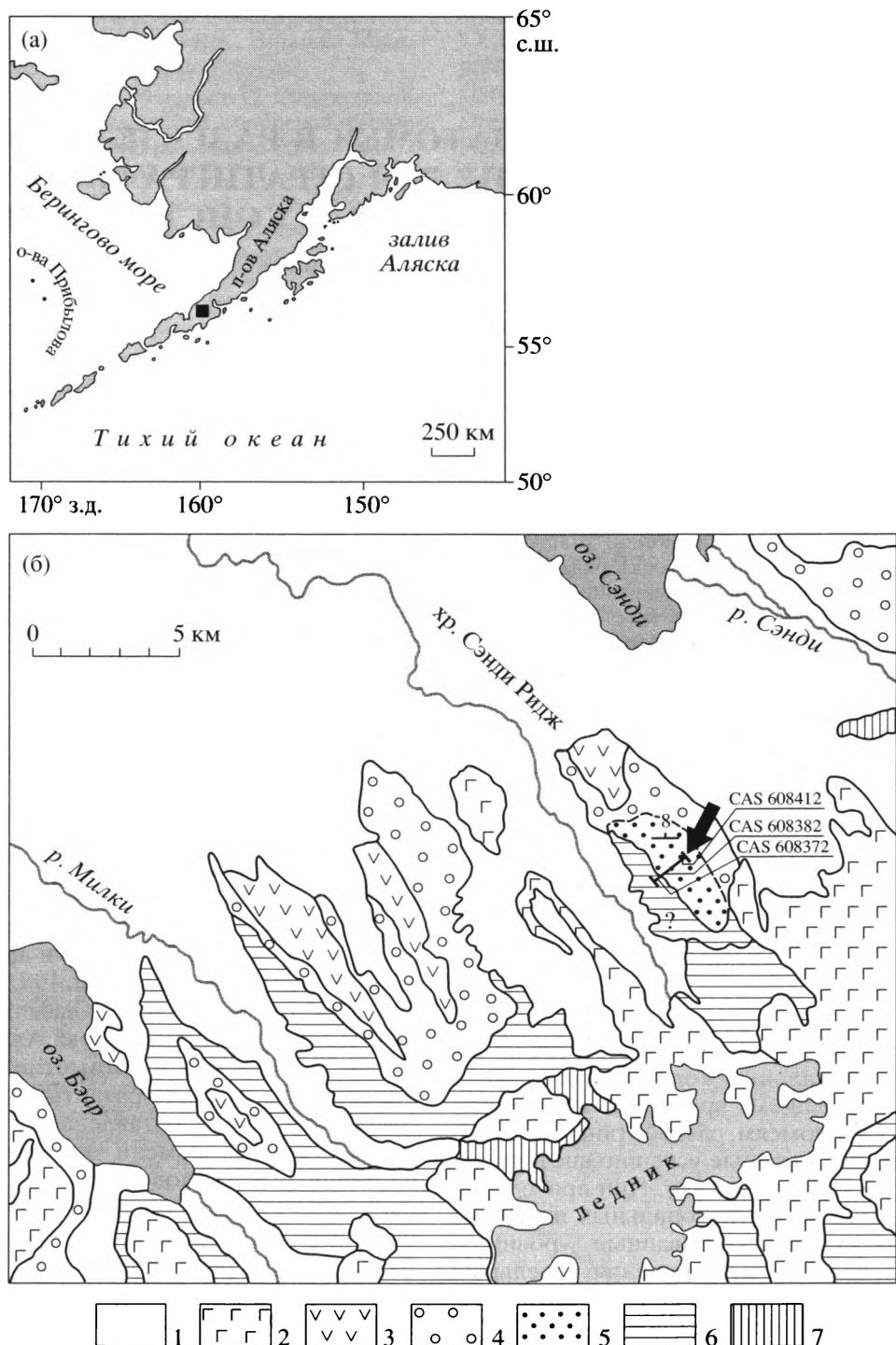


Рис. 1. Географическое положение и геологическое строение района работ.

а – положение района (отмечен черным прямоугольником) на п-ове Аляска;

б – схема геологического строения района (по Detterman et al., 1996, с изменениями), где стрелкой показан изученный разрез Сэнди Ридж (по Marinovich, 2002; Gladenkov et al., 2002)

Указано положение самого нижнего (CAS 608372) и самого верхнего (CAS 608412) стратиграфических уровней, на которых найдены ископаемые диатомеи, а также уровня разреза, где диатомеи обнаружены в образце, отобранном с горизонта с наиболее древними моллюсками *Astarte* (CAS 608382).

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – четвертичные вулканические породы; 3 – третичные вулканические породы; 4–5 – формация Милки Ривер (4 – преимущественно континентальные фации, 5 – морские фации); 6 – формация Бэр Лэйк; 7 – палеогеновые породы.

важные в стратиграфическом отношении формы. Остатки диатомей выделены из образцов, отбор которых в разрезе проводился послойно и сопровождался четкой стратиграфической привязкой. Целью изучения ископаемых комплексов прежде всего являлось выяснение возможности их использования для точного определения возраста вмещающих отложений, проведения региональных корреляций, а также палеогеографических реконструкций.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА. ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Все возрастные датировки приведены в данной статье в соответствии с геохронологической и палеомагнитной шкалами У. Бергрена и др. (Berggren et al., 1995). Следует сделать оговорку, что, согласно решению Международной стратиграфической комиссии, плиоцен расчленяется на три подотдела, которые эквивалентны занклайскому, пьяченскому и гелазскому ярусам неогена Международной стратиграфической шкалы (Rio, Castradori, 1998 и др.). Эта схема расчленения принята в настоящей работе. В качестве северотихоокеанской зональной шкалы по диатомеям использован вариант, предложенный в середине 90-х годов прошлого столетия Д. Бэрроном и автором при обработке материалов скважин глубоководного бурения в субарктической Пацифики (Bartron, Gladenkov, 1995).

Первые данные по кайнозойским диатомеям из разреза Сэнди Ридж (рис. 1) были получены несколько лет назад при переизучении образцов, отобранных в этом районе в 70-х годах прошлого века геологами нефтяной компании "Мобил" при проведении тематических работ и переданных затем в Калифорнийскую Академию наук (г. Сан-Франциско, США). Объектом исследований служили остатки морских моллюсков из отложений, относимых к верхней части неогеновой формации Бэар Лэйк (Deiterman et al., 1996). Их изучение позволило получить результаты, на основе которых был сделан ряд выводов (Marincovich, Gladenkov, 1997, 1999, 2001; Гладенков, 1999, 2001a; Marincovich, 2000 и др.). Во-первых, в составе малакологических комплексов были обнаружены остатки двустворчатых моллюсков рода *Astarte* (в частности, *A. borealis*). Во-вторых, в осадочном материале, заключенном внутри раковин и ядер ископаемых моллюсков (пять образцов), отобранных в слоях с астартами, были найдены морские неогеновые диатомеи. Анализ их систематического состава дал возможность скоррелировать изученную ассоциацию с подзоной "б" северотихоокеанской диатомовой зоны *Neodenticula kamtchatica* (по Bartron, Gladenkov, 1995), нижняя граница которой проводится на уровне 5.5 млн. лет назад, а верхняя – на уровне 4.8 млн. лет назад. Из

этого следовало, что найденные *Astarte* являются самыми древними из известных в разрезах Аляски, а их возраст может определяться в пределах конца позднего миоцена – начала раннего плиоцена. Ранее установить точный возраст наиболее древних астарт, известных в Северотихоокеанской области (в разрезах Японии, Камчатки, Чукотки), не удавалось из-за отсутствия надежной корреляции с комплексами планктонных микрорганизмов, по которым разработаны зональные шкалы. В третьих, данные, полученные по возрасту *Astarte* в разрезе Сэнди Ридж с помощью диатомей, явились основанием для определения времени первого открытия Берингова пролива. Это объясняется тем, что ранее в неогене *Astarte* отсутствовали в Северной Пацифике и были развиты только в пределах Северной Атлантики и Арктики. И только после открытия пролива *Astarte* проникли в Тихий океан. Другими словами, самые древние находки моллюсков этого рода в разрезах Северной Пацифики маркируют первое такое открытие в неогене. Полученные палеонтологические данные свидетельствовали, что это событие произошло в интервале 5.5–4.8 млн. лет назад.

Однако, несмотря на важность находок диатомей и моллюсков (*Astarte*) для определения возраста вмещающих горизонтов и палеогеографических реконструкций, их точное стратиграфическое положение, так же как четкая привязка уровня появления первых *Astarte* в разрезе нуждались в уточнении. Кроме того, для получения дополнительных данных по уточнению возраста требовалось дальнейшее изучение разреза, которое было сопровождено целенаправленным сбором остатков моллюсков и послойным отбором образцов на диатомовый анализ. С этой целью научная группа под руководством доктора Луи Маринковича мл. из Калифорнийской Академии наук летом 1998 и 1999 годов при поддержке Национального научного фонда США (NSF) провела новые полевые исследования разреза Сэнди Ридж (Гладенков, 2001b; Marincovich et al., 2002; Gladenkov et al., 2002). В ходе этих работ отбор образцов на диатомовый анализ был проведен послойно и в строгой стратиграфической последовательности. Для дальнейшей технической обработки специально отбирались ядра и раковины ископаемых моллюсков с целью обнаружения в заключенном внутри них осадочном материале диатомовых водорослей. Как показал опыт изучения кайнозойских разрезов, достаточно часто остатки диатомей отсутствуют в матриксе осадочных пород, так как их панцири подвергаются механическому и химическому воздействию как в ходе осадконакопления, так и при фоссилизации и катагенезе. Однако в ряде случаев створки диатомей могут сохраняться внутри ископаемых раковин, которые в определенной мере защищают

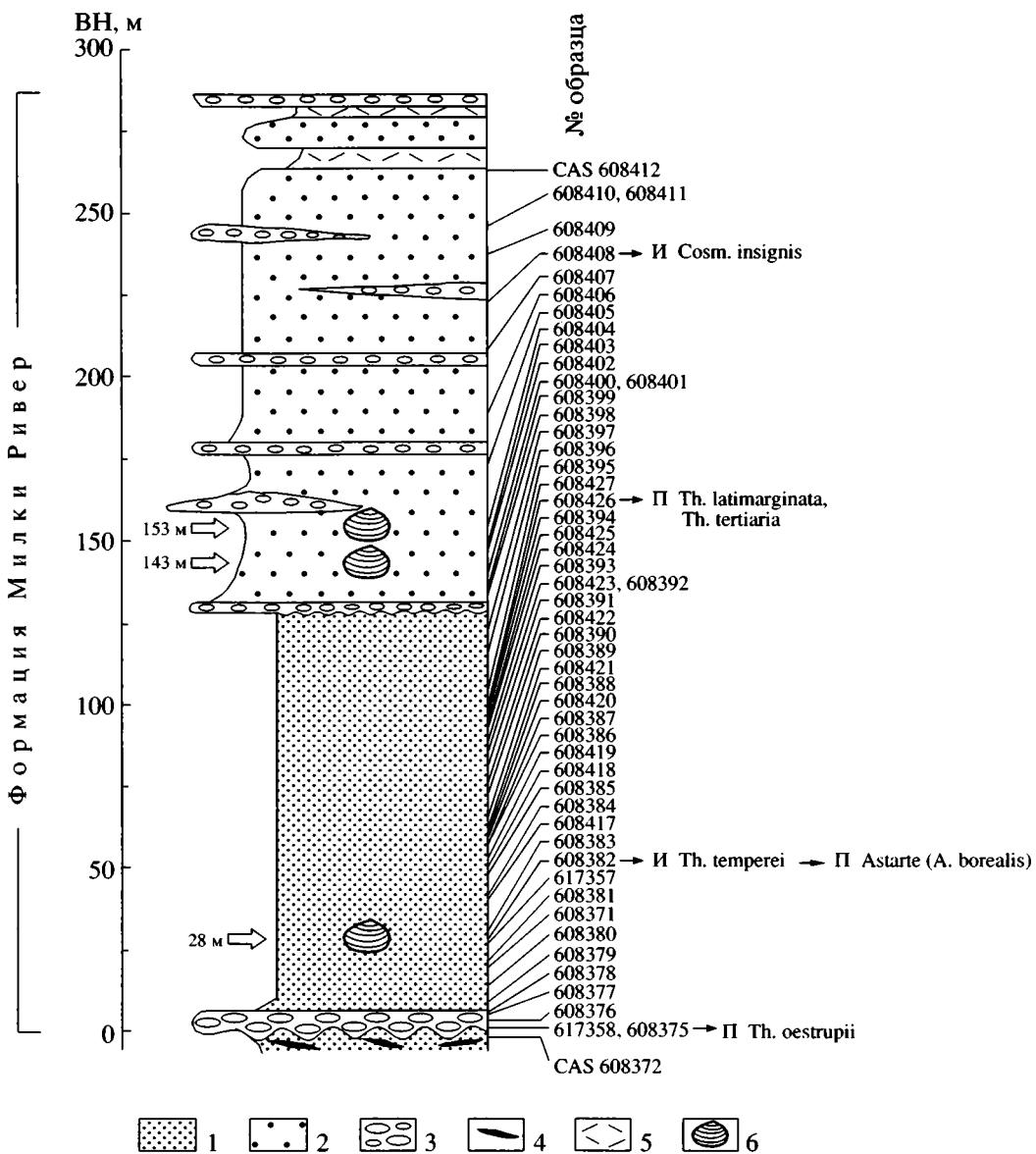


Рис. 2. Схематичный разрез формации Милки Ривер в разрезе Сэнди Ридж п-ова Аляска (по Marincovich et al., 2002; Gladenkov et al., 2002, с дополнениями) и положение отобранных образцов с остатками диатомей.

Все образцы имеют маркировку CAS. Черные стрелки показывают уровни появления (П) и исчезновения (И) в разрезе важных в стратиграфическом отношении видов диатомей и моллюсков рода Astarte; светлыми стрелками отмечены уровни находок Astarte в разрезе.

1–5 – литологический состав: 1 – тонко-среднезернистые песчаники, 2 – крупно-грубозернистые песчаники, 3 – конгломераты и гравелиты, 4 – угли, 5 – туфы; 6 – находки моллюсков рода Astarte; BH (м) – метры выше углового несогласия, маркирующего контакт с формацией Бэр Лэйк; Th. – *Thalassiosira*, Cosm. – *Cosmiodiscus*.

их от такого рода воздействий, а также от “вымывания” придонными течениями (Bartlett, Mahood, 1993; Gladenkov, 2003 и др.). Именно в результате использования методики обработки “внутренней части” ядер древних моллюсков, автором ранее и были впервые обнаружены неогеновые диатомеи в нескольких образцах из разреза Сэнди Ридж (Marincovich, Gladenkov, 1999, 2001; Гладенков, 1999, 2001а).

На диатомовый анализ было отобрано 52 образца из формации Милки Ривер (в пределах 263 м по мощности от нижнего контакта) и 4 – из подстилающих отложений формации Бэр Лэйк (рис. 1–2, таблица). Детальное описание использованных методик технической обработки отобранных образцов и приготовления препаратов для изучения остатков диатомей дано в недавно опубликованной статье автора (Gladenkov, 2003).

В ней также помещен специальный раздел с систематической частью и обсуждением таксономии, которые сопровождаются краткой синонимикой и ссылками на соответствующие работы. Здесь же только отметим, что, когда это было возможно, количество экземпляров таксонов в каждом препарате определялось при подсчете первых встреченных двухсот створок всех диатомей (за исключением спор представителей рода *Chaetoceros*). Определение количества спор *Chaetoceros* осуществлялось отдельно в процессе подсчета двухсот створок других таксонов. После этого, изучалась вся остальная часть препарата с целью нахождения более редких форм, не вошедших в число подсчитанных. В случае если в препарате было обнаружено менее двухсот створок, подсчитывалось количество экземпляров всех встреченных таксонов. Для силикофлагеллят проводился подсчет общего количества экземпляров каждого таксона, обнаруженных в препарате. В зависимости от степени разрушения и растворения створок, сохранность остатков диатомовых определялась как хорошая, средняя или плохая. Степень относительного обилия оценивалась по пятибалльной шкале: в массе (более 1500 створок диатомей в препарате), часто (401–1500 створок), нередко (251–400 створок), редко (250–50 створок) и очень редко (менее 50 створок в препарате).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Как говорилось выше, во время изучения разреза Сэнди Ридж (рис. 1) было отобрано 56 образцов на диатомовый анализ. Ранее все представленные здесь породы были отнесены к формации Бэр Лэйк (Detterman et al., 1996). Однако в ходе полевых исследований удалось установить, что разрез сложен двумя разными толщами, которые отличаются по строению, составу, генезису и возрасту, что свидетельствует об их принадлежности к разным формациям (Marincovich et al., 2002; Gladenkov et al., 2002). Верхняя толща представлена субгоризонтально залегающими морскими мелководными отложениями, для которых характерны остатки моллюсков (в том числе и представителей рода *Astarte*), возраст которых не древнее позднего миоцена. В изученном разрезе эта толща (с базальными конгломератами в основании) с угловым несогласием залегает на смятых в изоклинальные складки преимущественно континентальных отложениях с прослоями углей, относящихся к началу среднего миоцена. Другими словами, было показано, что верхняя толща относится не к верхней части формации Бэр Лэйк по Р. Деттерману и др. (Detterman et al., 1996), как считалось раньше, а к морским фациям нижней части формации Милки Ривер. Эта формация была выделена на п-ове Аляска У. Гэллоуэем, кото-

рый включал в ее состав вулканогенно-осадочные отложения, перекрывающие среднемиоценовую формацию Бэр Лэйк (Galloway, 1974).

При полевых работах была установлена приуроченность остатков *Astarte* именно к морским слоям нижней части формации Милки Ривер. В разрезе Сэнди Ридж их мощность составляет около 275 м (рис. 2). В западной части хребта морские толщи перекрываются вулканогенно-осадочными и вулканическими породами (около 200 м), которые слагают верхи названной формации. Морские отложения в основании характеризуются пачкой среднегалечных конгломератов (мощностью 3.5 м) желтовато-коричневого цвета с хорошо- и среднеокатанной галькой, сложенной преимущественно базальтами, песчаным цементом с остатками двустворчатых моллюсков. Выше залегают отложения мощностью около 120 м, представленные, в основном, чередованием тонко-среднезернистых песчаников (часто – с “плавающей” галькой), с отдельными прослоями и линзами крупно- и грубозернистых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов (мощностью от нескольких сантиметров до 1 м), с раковинами морских моллюсков. Их сменяют преимущественно грубозернистые песчаники с остатками моллюсков с многочисленными линзами гравелитов и конгломератов, вблизи кровли – туфов. Горизонт, в котором найдены наиболее древние *Astarte* (*A. borealis*), находится в 28 м выше основания формации. Таким образом, было выяснено, что ископаемые диатомеи и моллюски из разреза Сэнди Ридж, которые были изучены ранее (Marincovich, Gladenkov, 1999, 2001; Гладенков, 1999, 2001а), на самом деле относятся не к верхней части формации Бэр Лэйк, как это предполагалось, а к нижней части формации Милки Ривер.

В результате обработки четырех образцов из формации Бэр Лэйк редкие диатомеи плохой сохранности были найдены только в одном из них – CAS 608372, отобранным в 1.5 м ниже несогласия (рис. 1–2, таблица). Определить возраст этой обедненной ассоциации не представляется возможным из-за отсутствия в ее составе важных в стратиграфическом отношении форм, которые позволили бы провести корреляцию с комплексами какой-либо из северотихоокеанских зон по диатомеям. Напротив, остатки диатомей обнаружены во всех пятидесяти двух образцах, отобранных по разрезу формации Милки Ривер, начиная от ее нижней границы. В целом, флора включает десятки видовых и внутривидовых таксонов диатомей и три – силикофлагеллят, стратиграфическое распространение которых показано в таблице. Дополнительно на ней также приведен состав ассоциации, которая была выявлена в одном из пяти образцов (CAS 60269-s), изученных нами несколько лет назад, до проведения самостоятельных полевых работ (Marincovich, Gladenkov, 1999,

Стратиграфическое распространение диатомей и силикофлагеллят в разрезе Сэнди Ридж п-ва Аляска

| | | | Уровень выше несогласия (м) |
|----------|--------|-----|--|
| 263,0 | 608412 | Р | Номер образца с маркировкой CAS |
| 246,0 | 608411 | Е | Степень обилия микрофоссилей |
| 246,0 | 608410 | Р | Степень сохранности |
| 237,4 | 608409 | Е | Диатомей: |
| 222,2 | 608408 | Н | <i>Actinocyclus curvatulus</i> Janisch |
| 207,9 | 608407 | Е | <i>A. ochotensis</i> Jousé |
| 188,7 | 608406 | Е | <i>A. octonarius</i> Ehrenberg |
| 172,8 | 608405 | Е | <i>Actinocyclus Ehrenberg</i> spp. |
| 155,5 | 608404 | Р | <i>Actinoptychus senaruis</i> (Ehrenberg) Ehrenberg |
| 147,2 | 608403 | Р | <i>A. splendens</i> (Shadbolt) Ralfs |
| 146,6 | 608402 | Е | <i>A. vulgaris</i> Schumann |
| 139,9 | 608401 | Н | <i>Adoneis pacifica</i> Andrews et Rivera |
| 139,9 | 608400 | М | <i>Amphora</i> Ehrenberg ex Kützing spp. |
| 134,1 | 608399 | Н | <i>Arachnoidiscus Bailey</i> ex Ehrenberg spp. |
| 133,2 | 608398 | Н | <i>Asterionella Hassal</i> spp. + <i>Tabellaria</i> Ehrenberg ex Kützing spp. |
| 121,3 | 608397 | П | <i>Aulacodiscus Ehrenberg</i> spp. |
| 114,6 | 608396 | Н | <i>Aulacosira Thwaites</i> spp. |
| 103,0 | 608395 | Р | <i>Aulicus cf. grunowii</i> Schmidt |
| 96,6 | 608427 | Р | <i>Azpeitia Perallos</i> spp. |
| 95,1 | 608426 | Ч-Н | <i>Bacteriastrum varians</i> Lauder |
| 94,8 | 608394 | Р | <i>Bacterosira fragilis</i> (Gran) Gran |
| 93,0 | 608425 | Н | <i>Chaetoceros cinctus</i> Gran + <i>Ch. incurvus</i> Bailey (споры) |
| 91,7 | 608424 | Н-Ч | <i>Ch. furcellatus</i> Bailey (споры) |
| 88,4 | 608393 | Ч | <i>Ch. septentrionalis</i> Oestrup (споры) |
| 85,3 | 608392 | Ч | <i>Ch. subsecundus</i> (Grunow) Hustedt (споры) |
| 85,3 | 608423 | Н-Ч | <i>Cladogramma dubium</i> Lohman |
| 80,5 | 608391 | Р | <i>Coccneis antiqua</i> Tempère et Brun |
| 76,2 | 608422 | Р | <i>C. californica</i> Grunow |
| 72,5 | 608390 | Р | <i>C. costata</i> Gregory |
| 64,0 | 608389 | Ч | <i>C. placentulla</i> Ehrenberg |
| 59,1 | 608388 | Н | <i>C. pribiloformis</i> Hanna |
| 57,9 | 608420 | Н | <i>C. scutellum</i> Ehrenberg |
| 56,4 | 608387 | Р | <i>C. vitrea</i> Brun |
| 56,1 | 608386 | Е | <i>Coccneis</i> Ehrenberg spp. |
| 52,1 | 608419 | Р | <i>Coscinodiscus asteromphalus</i> Ehrenberg |
| 49,4 | 608418 | Е | <i>C. marginatus</i> Ehrenberg |
| 47,9 | 608385 | Н-Ч | <i>C. oculus-ridis</i> Ehrenberg |
| 41,5 | 608384 | П | <i>Coscinodiscus</i> Ehrenberg spp. |
| 39,9 | 608417 | Н | |
| 29,9 | 608383 | Н | |
| 602269-s | 608382 | Ч | |
| 28,0 | 608382 | М | |
| 27,1 | 617357 | Р-Н | |
| 21,3 | 608381 | Р | |
| 19,5 | 608371 | Ч | |
| 13,7 | 608380 | Ч | |
| 8,8 | 608379 | Н-Ч | |
| 5,5 | 608378 | Ч-Н | |
| 5,2 | 608377 | Ч | |
| 3,4 | 608376 | Ч | |
| 0,9 | 608375 | Е | |
| -1,5 | 608372 | Ч | |
| Р | П | П | |

Окончание

| Уровень выше несогласия (м) | Номер образца с маркировкой CAS | Степень обилия микрофоссилий | Степень сохранности | |
|-----------------------------|---------------------------------|------------------------------|---------------------|-----|
| 263,0 | 608412 | P | C-П | |
| 246,0 | 608411 | E | П | |
| 246,0 | 608410 | P | П-С | |
| 237,4 | 608409 | E | C-П | |
| 222,2 | 608408 | H | C-П | |
| 207,9 | 608407 | E | П-С | |
| 188,7 | 608406 | E | П-С | |
| 172,8 | 608405 | E | П-С | |
| 155,5 | 608404 | P | П | |
| 147,2 | 608403 | P | C-П | 1 |
| 146,6 | 608402 | E | П | |
| 139,9 | 608401 | H | C-П | |
| 139,9 | 608400 | M | X-С | |
| 134,1 | 608399 | H | П-С | ++ |
| 133,2 | 608398 | H | П | |
| 121,3 | 608397 | H | П | |
| 114,6 | 608396 | H | П | |
| 103,0 | 608395 | P | П | |
| 96,6 | 608427 | P | П | |
| 95,1 | 608426 | Ч-Н | C-П | |
| 94,8 | 608394 | P | П | |
| 93,0 | 608425 | H | C-П | |
| 91,7 | 608424 | H-Ч | П-С | |
| 88,4 | 608393 | Ч | C-П | |
| 85,3 | 608392 | Ч | C | |
| 85,3 | 608423 | H-Ч | C-П | |
| 80,5 | 608391 | P | П-С | |
| 76,2 | 608422 | P | П | |
| 72,5 | 608390 | P | П | |
| 64,0 | 608389 | Ч | C | ++ |
| 61,3 | 608421 | E | П | |
| 49,4 | 608418 | E | П | |
| 47,9 | 608385 | H-Ч | C-П | +++ |
| 56,4 | 608387 | P | П | |
| 56,1 | 608386 | E | П | |
| 52,1 | 608419 | P | П | |
| 59,1 | 608388 | H | П-С | + |
| 57,9 | 608420 | P | П | |
| 72,5 | 608390 | P | П | |
| 64,0 | 608389 | Ч | C | ++ |
| 52,1 | 608421 | E | П | |
| 49,4 | 608418 | E | П | |
| 47,9 | 608385 | H-Ч | C-П | +++ |
| 41,5 | 608384 | H-Ч | П | |
| 39,9 | 608417 | H | C | ++ |
| 29,9 | 608383 | H | П-С | |
| 60269-S | 608382 | Ч | C | |
| 28,0 | 608382 | M | X | |
| 27,1 | 617357 | P-Н | П | |
| 21,3 | 608381 | P | П | |
| 19,5 | 608371 | Ч | C-П | ++ |
| 13,7 | 608380 | Ч | C-П | ++ |
| 8,8 | 608379 | H-Ч | C-П | ++ |
| 5,5 | 608378 | Ч-Н | C | + |
| 5,2 | 608377 | Ч | C | + |
| 3,4 | 608376 | Ч | C | + |
| 0,9 | 608375 | E | П | + |
| -0,9 | 617358 | Ч | C | + |
| -1,5 | 608372 | P | П | 3 |

Примечание. Положение стратиграфических уровней выше гравийных образцов, в которых обнаружены остатки кремнистых микророганистов, показано в метрах выше границы между формациями Мишки Ривер и Бээр Лэйк, которая в разрезе Сэнди Ридж маркируется угловым несогласием. Стратиграфическое уровне отбора образца CAS 60269-S примородно соответствуя таковому образца CAS 608382, взятому с горизонта, к которому в разрезе приурочены находки древних моллюсков рода *Astarte*. Образец CAS 608372 взят из формации Бээр Лэйк в 1,5 м ниже несогласия.

М. - Ч. Н. Р. - степень относительного обилия диатомей (М – в массе, Ч – часто, Н – нередко, Р – редко, Е – единично); Х. С. П – степень сохранности диатомей в препаратах (Х – хорошая, С – средняя, П – плохая), приготовленных после химической обработки соответствующего образца. Знак (+) указывает на то, что представитель данного таксона обнаружен в препаратах после полосы двух языков, створок диатомов в круглых скобках указано количество створок некоторых видов *Chaetoceros*, встречающихся при подсчете створок всех представителей этого рода. Для спироконгломератов дано общее количество экземпляров каждого таксона, встречающихся в препарате. Жирными квадратными скобками внутри таблицы отмечено появление (скобки открыты вверх) или исчезновение (скобки открыты вниз) в разрезе наиболее важных в стратиграфическом отношении видов диатомей.

2001). Данный образец представляет важность по двум причинам. Во-первых, по сравнению с другими в нем был обнаружен наиболее представительный комплекс диатомей, отличающихся лучшей сохранностью. Во-вторых, его стратиграфическое положение в разрезе примерно соответствует таковому образца CAS 608382 (около 28 м выше несогласного контакта между двумя формациями), отобранного с горизонта, на котором в ходе полевых исследований зафиксировано появление наиболее древних моллюсков рода *Astarte*.

В целом, состав диатомовой флоры разреза формации Милки Ривер, характеризуется преобладанием бореальных и аркто- boreальных видов, типичных для неогена высоких-средних широт северной части Тихого океана (фототаблицы I-II, таблица). При дробном биостратиграфическом расчленении верхнего кайнозоя этих районов по диатомеям наиболее часто используются несколько вариантов зональной шкалы (Akiba, 1986; Koizumi, 1992; Barron, Gladenkov, 1995; Yanagisawa, Akiba, 1998). Как уже было сказано выше, в настоящей работе в качестве шкалы по диатомеям выбран вариант, предложенный Д. Бэрроном и автором (Barron, Gladenkov, 1995) (рис. 3). На рис. 4 показаны пределы стратиграфического распространения ряда видов, которые являются важными маркерами при корреляции изученных в разрезе Сэнди Ридж ассоциаций с зональными и внутризональными подразделениями этой шкалы.

Распространение стратиграфически важных таксонов в разрезе

Как показано в таблице, на разных стратиграфических уровнях формации Милки Ривер в разрезе Сэнди Ридж ископаемые диатомовые отличаются по таксономическому разнообразию, степени сохранности и обилия. В составе ассоциаций найдены виды, представляющие важность при определении возраста вмещающих толщ и проведении палеогеографических реконструкций. Ниже приводятся результаты по их стратиграфическому распространению в разрезе.

Фототаблицы I-II. Важные в стратиграфическом отношении и для проведения палеогеографических реконструкций таксоны, а также характерные представители комплексов диатомей формации Милки Ривер разреза Сэнди Ридж п-ова Аляска.

Фототаблица I. 1, 2 – *Thalassiosira oestrupii* (Ostenfeld) Proshkina-Lavrenko; 3–5 – *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa; 6–7 – *Cosmiodiscus insignis* Jousé; 8 – *Thalassiosira antiqua* (Grunow) Cleve-Euler; 9 – *Fragilariopsis oceanica* (Cleve) Hasle; 10 – *Thalassiosira hyalina* (Grunow) Gran; 11–13 – *Thalassiosira cf. convexa* Mukhina; 14–15 – *Fragilariopsis cylindrus* (Grunow) Krieger; 16 – *Hyalopyxis concava* (Sheshukova) Makarova; 17 – *Nitzschia rolandii* Schrader; 18, 23 – *Thalassiosira dolmatovae* Oreshkina; 19 – *Th. latimarginata* Makarova; 20–21 – *Raphoneis angularis* Lohman; 22 – *Detonula confervacea* (Cleve) Gran; 24 – *Thalassiosira gravida* Cleve; 25 – *Th. jouseae* Akiba; 26 – *Cymatosira debyi* Tempère et Brun; 27–28 – *Delphineis simonsenii* (Mertz) Akiba; 29 – *Bacterosira fragilis* (Gran) Gran; 30–31 – *Thalassiosira marujamica* Sheshukova emend. Makarova; 32 – *Th. temperei* (Brun) Akiba et Yanagisawa; увеличение ×1000 (кроме фигур 1–2: увеличение ×600); а, б – разные фокусы.

Наиболее низкий стратиграфический уровень, на котором отмечено появление таких видов, как *Thalassiosira oestrupii*, *Th. antiqua*, *Th. jouseae*, *Th. marujamica*, *Th. sheshukovae*, *Neodenticula kamtschatica*, *Bacterosira fragilis*, *Detonula confervacea* и *Raphoneis angularis*, приурочен к базальной части формации Милки Ривер (образец CAS 617358) – 0.9 м выше несогласного контакта (ВН) с подстилающими отложениями формации Бэр Лэйк. Распространение *Thalassiosira oestrupii* прослеживается выше по разрезу вплоть до его кровли (образец CAS 608412, взятый на уровне 263.0 м ВН), тогда как последние находки видов *Neodenticula kamtschatica* и *Cosmiodiscus insignis* зафиксированы ниже кровли – на уровнях 246.0 м (образец CAS 608410) и 222.2 м (образец CAS 608408) ВН, соответственно. При этом верхний предел постоянного стратиграфического распространения *Cosmiodiscus insignis* отмечается на уровне 172.8 м ВН (образец CAS 608405). *Lithodesmium minusculum* найден в интервале между горизонтами 3.4 м ВН (образец CAS 608376) и 139.9 м ВН (образец CAS 608401) включительно. Распространение *Delphineis simonsenii* ограничено уровнями 8.8 м (образец CAS 608379) и 85.3 м ВН (образец CAS 608392), а *Nitzschia rolandii* – уровнями 28.0 м и 93.0 м ВН (соответственно, образцы CAS 608382 и 608425). Находки *Thalassiosira jacksonii* и *Thalassiosira cf. convexa* приурочены к интервалу между 3.4 м (образец CAS 608376) и 93.0 м ВН (образец CAS 608425), включая уровень 88.4 м ВН (образец CAS 608393). Остатки *Thalassiosira temperei* представлены в образцах CAS 608378 (5.5 м ВН) и CAS 608382 (28.0 м ВН), а *Thalassiosira praeoestrupii* – в образце CAS 60269-s (около 28.0 м ВН). На горизонтах 95.1 м и 222.2 м ВН (соответственно, образцы CAS 608426 и CAS 608408) обнаружена *Thalassiosira latimarginata*, тогда как *Thalassiosira tertaria* – на уровнях 95.1 м и 139.9 м ВН (образец CAS 608400).

Возраст диатомовой флоры

Как уже отмечалось выше, возраст диатомовой ассоциации, обнаруженной в отложениях формации Бэр Лэйк (образец CAS 608372; рис. 2,

Таблица I

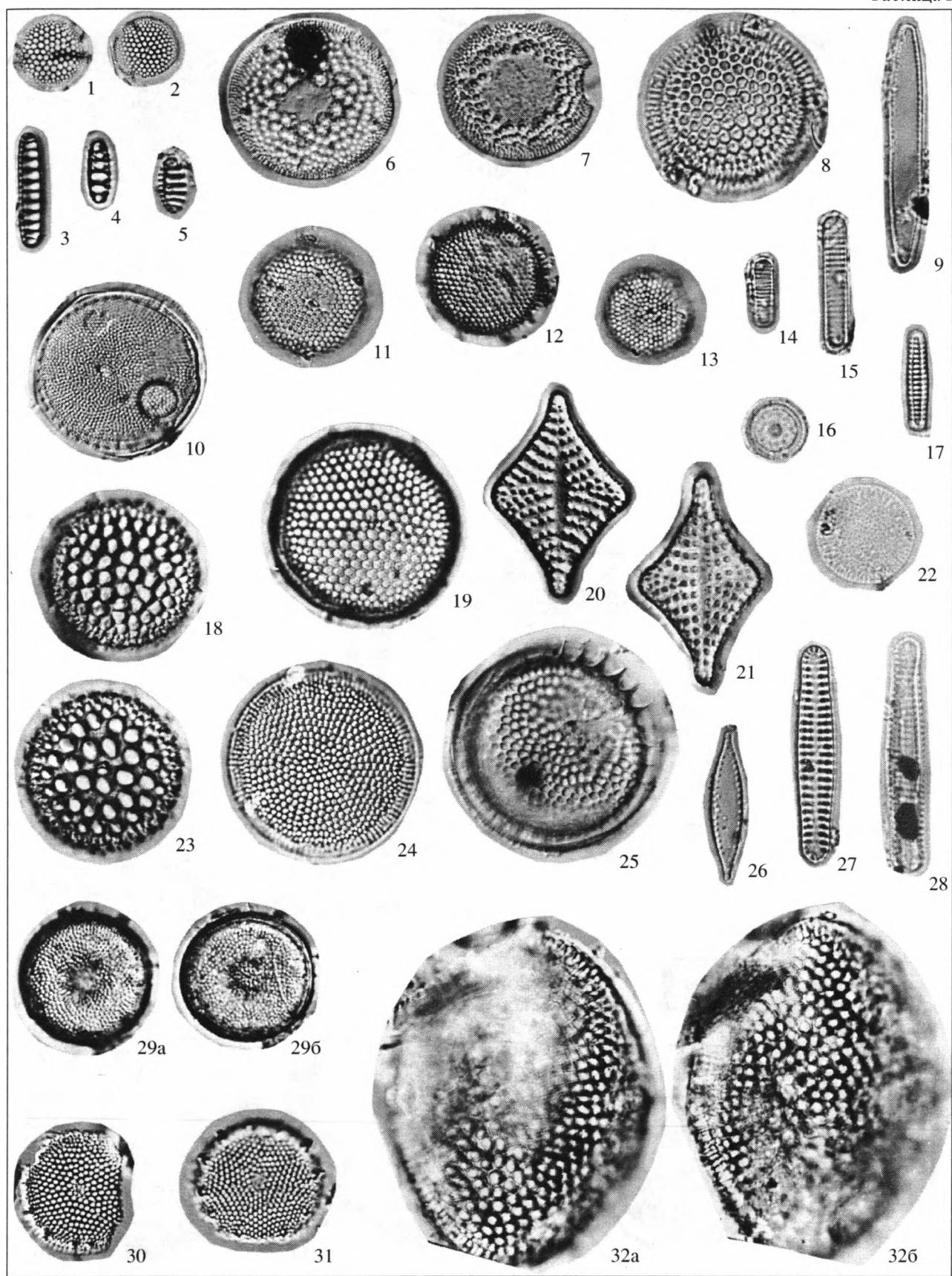


Таблица II

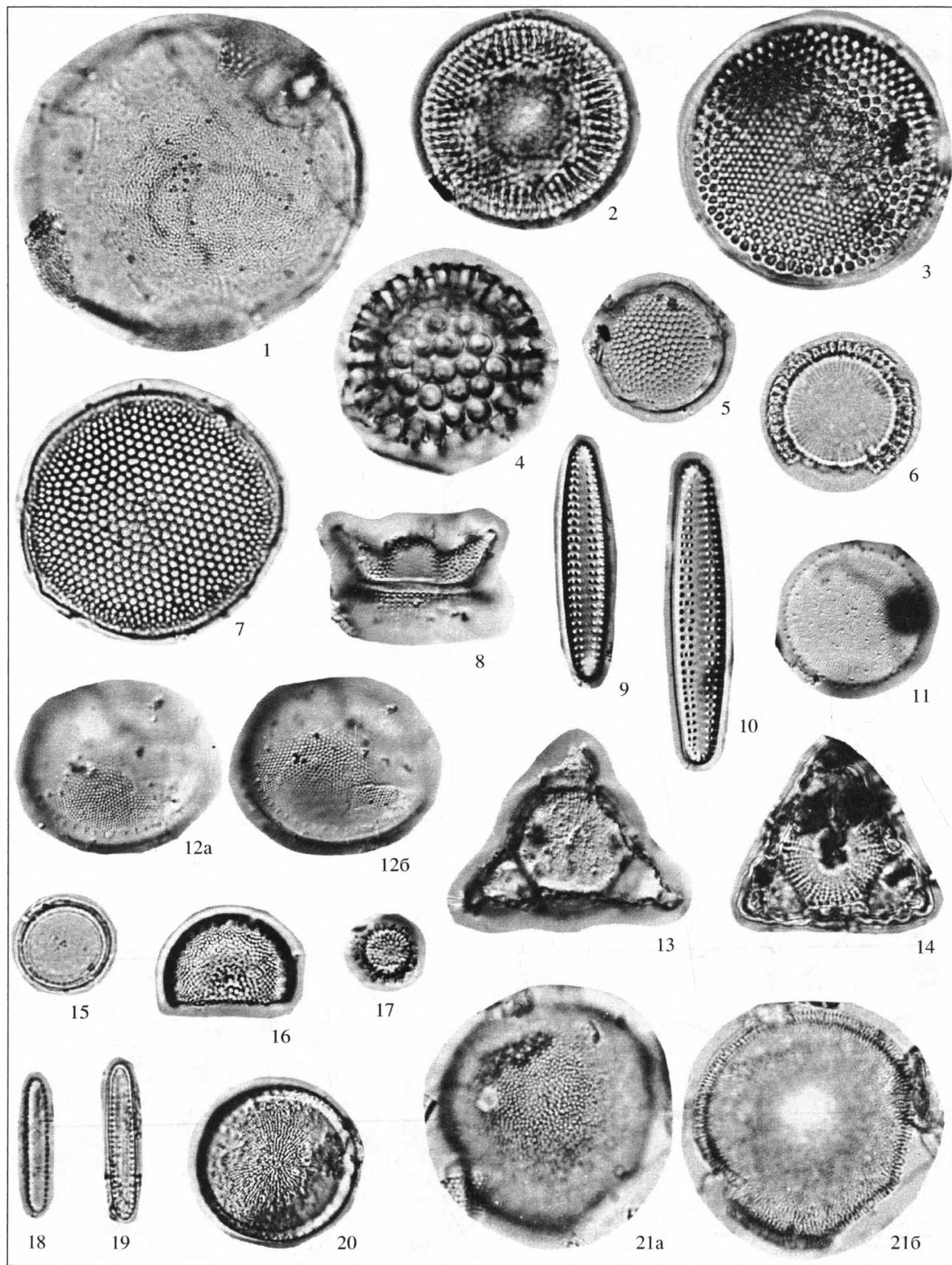


таблица), не был определен. Это объясняется тем, что в ее составе отсутствуют важные в стратиграфическом отношении формы, находки которых позволяют провести сопоставление с комплексами северотихоокеанской зональной шкалы по диатомеям. Что касается флоры из разреза формации Милки Ривер, то, в целом, находки таких видов как *Thalassiosira oestrupii*, *Cosmiodiscus insignis* и *Neodenticula kamtschatica* позволяют скоррелировать ее с подзоной "б" (конец позднего миоцена – ранний плиоцен) диатомовой зоны *Neodenticula kamtschatica*, так как совместное распространение названных форм характерно для комплекса этой подзоны. Необходимо отметить, что в разрезах скважин глубоководного бурения в Северной Пацифике датированные уровни, маркирующие границы зоны *Neodenticula kamtschatica*, а также ее внутризональных подразделений, были напрямую скоррелированы с магнитостратиграфической шкалой, что позволило оценить их точный возраст (Barton, Gladenkov, 1995). Нижняя граница зоны *Neodenticula kamtschatica* проводится по уровню появления (УП) вида *Neodenticula kamtschatica*, а верхняя – по УП *Neodenticula koizumii* (Barton, Gladenkov, 1995; рис. 3). Зона подразделяется на три подзоны: граница между наиболее древней подзоной "а" и подзоной "б" характеризуется появлением *Thalassiosira oestrupii* на уровне 5.5 млн. лет назад, а граница между подзонами "б" и "с" – исчезновением (УИ) *Cosmiodiscus insignis* на уровне 4.8 млн. лет назад (рис. 3, 4). Оба этих вида, так же, как и зональный вид-индекс, найдены в составе аляскинской флоры. Таким образом, на основании того, что наиболее верхний стратиграфический горизонт разреза Сэнди Ридж, на котором найдены остатки *Cosmiodiscus insignis*, расположен на уровне 222.2 м ВН (образец CAS 608408), можно сопоставить большую часть формации Милки Ривер данного местонахождения с подзоной "б" зоны *Neodenticula kamtschatica*, охватывающей возрастной интервал от 5.5 до 4.8 млн. лет назад. Граница между миоценом и плиоценом проводится на уровне 5.32 млн. лет назад (Berggren et al., 1995), т.е. проходит внутри этой подзоны.

В целом, для состава изученной диатомовой флоры (таблица) характерны все формы, которые были встречены в изученных нами ранее образцах, отобранных на двух горизонтах разреза Сэнди Ридж (Marincovich, Gladenkov, 1999, 2001; Гладенков, 1999, 2001а др.). По существу, это яв-

ляется подтверждением сделанных выводов о возрасте микропалеонтологических ассоциаций, отнесенных к подзоне "б" зоны *Neodenticula kamtschatica*. Однако помимо ранее найденных видов в составе флоры дополнительны обнаружены несколько важных в стратиграфическом отношении таксонов, которые позволяют уточнить возраст вмещающих отложений разных частей разреза.

Наибольшую значимость при определении точного возраста пород, слагающих нижнюю часть разреза формации Милки Ривер, представляют находки вида *Thalassiosira temperei* (рис. 4, таблица). Уровень его исчезновения является важным маркером в пределах северотихоокеанского региона, включая разрезы Японии и Камчатки (Barton, 1980, 1992a; Akiba et al., 1982; Орешкина, 1985; Akiba, 1986; Akiba, Yanagisawa, 1986; Yanagisawa, 1990, 1998 и др.). Согласно последним данным, этот уровень приурочен к интервалу, соответствующему самой нижней части подзоны "б" зоны *Neodenticula kamtschatica*, а его возраст в высоких–средних широтах Северной Пацифики – 5.4 млн. лет (Yanagisawa, Akiba, 1998; Barton, 2003). Таким образом, совместные находки *Thalassiosira temperei*, *T. oestrupii* и *Cosmiodiscus insignis* могут свидетельствовать о том, что вмещающие отложения нижней части разреза формации Милки Ривер могут быть датированы концом позднего миоцена (5.5–5.4 млн. лет назад). Именно к этой толще приурочен самый нижний стратиграфический горизонт (28.0 м ВН), на котором в разрезе появляются первые представители моллюсков *Astarte* (*A. borealis*) (Marincovich et al., 2002; Gladenkov et al., 2002). Поэтому возраст наиболее древних астарт также может быть определен в узком пределе 5.5–5.4 млн. лет.

При оценке нижнего возрастного предела формации Милки Ривер в разрезе Сэнди Ридж большой интерес представляют также находки таких видов, как *Delphinis simonsenii*, *Bacterosira fragilis*, *Detonula confervacea* и *Thalassiosira jouseae*. Согласно данным, полученным при изучении диатомей из разреза скважины DSDP 584, пробуренной у северо-восточного побережья Японии, наиболее древние их остатки фиксируются в пределах узкого стратиграфического интервала внутри подзоны "б" зоны *Neodenticula kamtschatica*, а именно непосредственно выше УП *Thalassiosira oestrupii* (Akiba, 1986). Кроме того, общий предел

Фотография II. 1 – *Thalassiosira undulosa* (Mann) Sheshukova; 2–3 – *Pyxidicula zabelinae* (Jousé) Makarova et Moiseeva; 4 – *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg; 5 – *Thalassiosira praeoestrupii* Dumont et al. emend. Bodén; 6 – *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve; 7 – *Thalassiosira latimarginata* Makarova; 8 – *Odontella aurita* (Lyngbye) Agardh; 9–10 – группа *Delphineis angustata* (Pantocsek) Andrews; 11 – *Thalassiosira hyalina* (Grunow) Gran; 12 – *Th. kryophila* (Grunow) Jorgensen; 13–14 – *Lithodesmium minusculum* Grunow; 15 – *Thalassiosira sheshukovae* Makarova; 16 – *Th. jacksonii* Koizumi et Barron; 17 – *Detonula confervacea* (Cleve) Gran; 18–19 – *Thalassionema nitzschiooides* (Grunow) H. et M. Peragallo; 20 – *Thalassiosira manifesta* Sheshukova; 21 – *Porosira glacialis* (Grunow) Jorgensen; увеличение ×1000; а, б – разные фокусы.

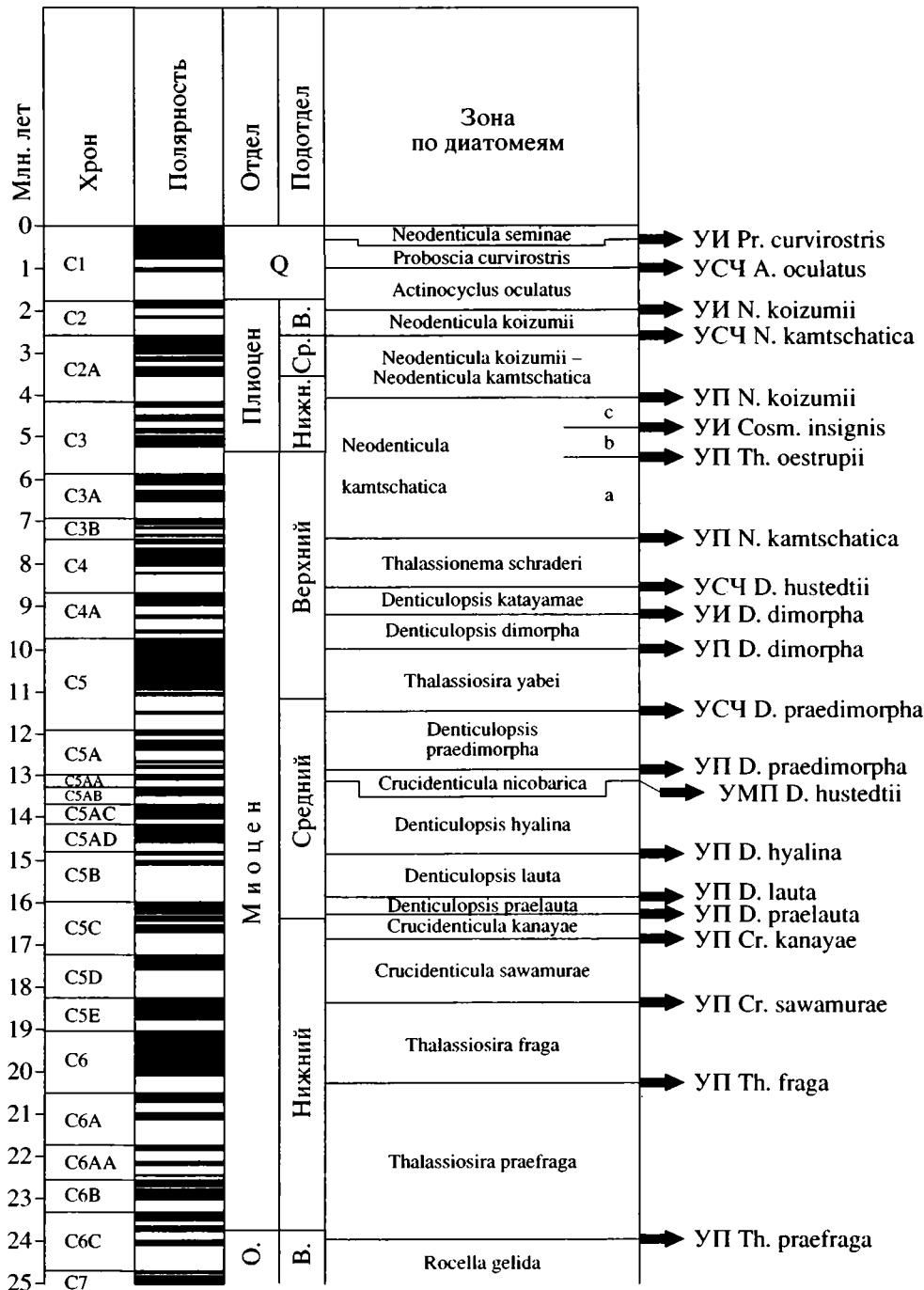


Рис. 3. Зональная шкала по диатомеям для неогена-квартера Северной Пацифики (по Бартон, Гладенков, 1995), скоррелированная с геохронологической и палеомагнитной шкалами по Berggren et al. (1995) с дополнениями.

УП – уровень появления; УИ – уровень исчезновения; УМП – уровень массового появления; УСЧ – уровень резкого снижения численности, а-с – подзоны, Q – четвертичная система, О – олигоцен, В. – верхний, Ср. – средний.

стратиграфического распространения *Delphinus simonsenii* в разрезе скважины ограничен этой подзоной. Несмотря на отсутствие прямых корреляций уровней появления упомянутых видов в океанических толщах с магнитостратиграфической шкалой, их находки в разрезе формации Мил-

ки Ривер являются дополнительным подтверждением того, что возраст найденной в нем диатомовой флоры не древнее чем 5.5 млн. лет.

Определенный интерес представляют находки характерного для состава изученных ассоциаций Аляски вида *Raphoneis angularis* (таблица). Наи-

более древние его остатки в разрезах Калифорнии зафиксированы в интервале 5.4–5.3 млн. лет назад (Bartton, Baldauf, 1986; Dumont, Bartton, 1995). Однако в отложениях, изученных на континентальном шельфе Орегона, этот вид найден в более древних комплексах, относящихся к верхней части диатомовой зоны *Thalassionema schraderi* (Whiting, Schrader, 1985). Такие данные указывают на то, что датировки уровня появления *Raphoneis angularis*, полученные в калифорнийских разрезах, не могут быть использованы по отношению к более северным районам, таким как Аляска.

Таким образом, анализ диатомовой флоры свидетельствует о возрасте отложений формации Милки Ривер не древнее 5.5 млн. лет. Принимая во внимание то, что совместные находки *Thalassiosira temperei*, *Th. oestrupii*, *Neodenticula kamtschatica* и *Cosmiodiscus insignis* отмечены только в нижней части разреза формации с мощностью 28 м, возраст слагающих ее пород может быть определен в узком пределе 5.5–5.4 млн. лет.

Наибольшую значимость при определении точного возраста верхней части изученного разреза формации Милки Ривер представляют находки видов *Thalassiosira latimarginata* и *Thalassiosira tertiaria*. Как уже отмечалось, остатки *Th. latimarginata* найдены в образцах CAS 608426 (95.1 м ВН) и CAS 608408 (222.2 м ВН), а *Th. tertiaria* – в образцах CAS 608426 и CAS 608400 (139.9 м ВН). В разрезах скважин глубоководного бурения в субарктической Пацифики уровень появления *Th. latimarginata* был напрямую скоррелирован с магнитостратиграфической шкалой, что позволило определить его возраст – 5.1 млн. лет (Bartton, Gladenkov 1995). Возраст УП *Th. tertiaria*, полученный на этой основе при изучении разреза скважины ODP 884 в западной части субарктической Пацифики, определен как 5.0 млн. лет (Bartton, Gladenkov 1995). Таким образом, находки этих видов в разрезе формации Милки Ривер могут свидетельствовать о том, что возраст отложений, находящихся стратиграфически выше уровня 95.1 м ВН, не древнее чем 5.1–5.0 млн. лет.

Дополнительным биостратиграфическим маркером для оценки возраста верхней части формации Милки Ривер мог бы также служить вид *Lithodesmium minusculum*, найденный в разрезе в интервале 3.4–139.9 м ВН (таблица). Исчезновение этого вида в разрезах Калифорнии приурочено к возрастному интервалу 4.8–4.6 млн. лет назад (Bartton, 1992б; Dumont, Bartton, 1995). Однако в разрезе скважины DSDP 192, пробуренной у восточного побережья Камчатки, *Lithodesmium minusculum* отмечен в более молодых горизонтах плиоцена, сопоставляемых с зоной по диатомеям *Neodenticula koizumii*-*Neodenticula kamtschatica* (Орешкина, 1985, персональное сообщение, 1998).

Такие данные свидетельствуют о том, что датировки уровня исчезновения *Lithodesmium minusculum*, полученные в калифорнийских разрезах, могут не совпадать с таковыми в более северных районах, таких как Аляска.

Необходимо отметить, что одним из наиболее характерных элементов диатомовой флоры, находки которого отмечены по всему разрезу формации Милки Ривер, является *Thalassiosira dolmatovae* (таблица). По данным Т.В. Орешкиной, это морской неритический высокоширотный вид, характерный для плиоцена (Детальное расчленение ..., 1992). В разрезе о-ва Карагинский (Северо-Восточная Камчатка) он встречен в отложениях, которые сопоставляются с зонами *Neodenticula kamtschatica* и *Neodenticula koizumii*-*Neodenticula kamtschatica*. Поэтому нельзя исключать, что при расчленении разрезов обрамления субарктической Пацифики, *Thalassiosira dolmatovae* в будущем может представлять интерес в качестве дополнительного биостратиграфического маркера для интервала от конца позднего миоцена по средний плиоцен.

Сравнение с флорой разреза островов Прибылова

Как уже отмечалось, до недавнего времени в наземных разрезах района Аляски относительно разнообразная ископаемая морская диатомовая флора хорошей сохранности была найдена Д. Хэнна (Hanna, 1919, 1970) только на островах Прибылова, расположенных в юго-восточной части Берингова моря (рис. 1). В целом, определить нижний возрастной предел изученной здесь ассоциации достаточно сложно, так как в ее составе отмечены в основном формы с длительным интервалом стратиграфического распространения, не дающие возможность провести точную оценку возрастной приуроченности. В отличие от комплексов из разреза Сэнди Ридж, флора не содержит такие виды, как *Thalassiosira oestrupii*, *Th. latimarginata*, *Th. jouseae*, *Neodenticula kamtschatica*, *Bacterosira fragilis*, *Detonula confervacea*, *Delphineis simonsenii* и др. Однако отмечены и общие элементы, среди которых, в частности, *Cosmiodiscus insignis* и *Thalassiosira temporei*. Последний приведен и изображен Д. Хэнна под названием *Cymatotheca weissflogii* (Grunow) Hendey (Hanna, 1970, р. 209, fig. 15–16) и относится к характерным для состава описанной им ассоциации. Находки этих видов могут указывать на то, что флора, обнаруженная на островах Прибылова, является более древней по сравнению с таковой формации Милки Ривер, с возрастом не моложе 5.5 млн. лет. Такой вывод подтверждается данными, полученными Л. Барклом и Н. Опдейком при изучении диатомей и магнитостратиграфии отложений, развитых на островах Прибылова (L. Burckle, N. Opdyke, неопубли-

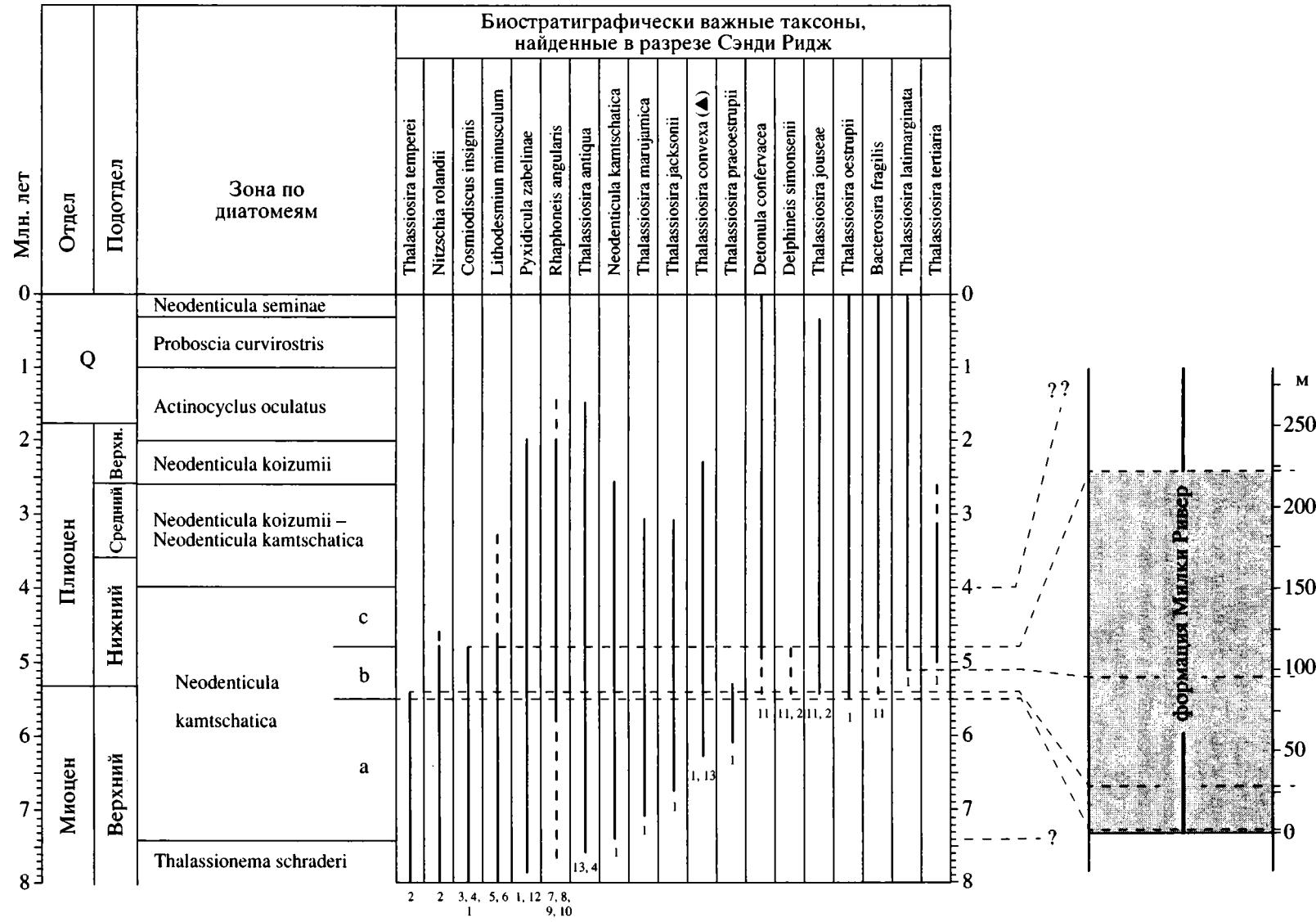


Рис. 4. Возрастные пределы распространения в Северотихоокеанском регионе важных в стратиграфическом отношении таксонов диатомей (согласно опубликованным данным), найденных в разрезе Сэнди Ридж и свидетельствующих о позднемиоценовом – раннеплиоценовом возрасте нижней части формации Милки Ривер.

Серым цветом отмечена часть разреза, в которой найдены маркирующие виды диатомей; черный треугольник в скобках указывает, что в отложениях формации Милки Ривер представлена *Thalassiosira cf. convexa*; 1–13 – литературные источники: 1 – Barron, Gladenkov (1995*), скважины ODP в субарктической Пацифике, 2 – Yanagisawa, Akiba (1998), скважина DSDP 438A у северо-восточного побережья Японии, 3 – Barron (1980), скважины DSDP у северо-восточного побережья Японии, 4 – Barron (1992a*), скважины DSDP и ODP в Северной Пацифике, 5 – Barron (1992b), Калифорния, 6 – Орешкина (1985, персональное сообщение, 1998), скважина DSDP 192 у северо-восточного побережья Камчатки, 7 – Barron, Baldauf (1986), Калифорния, 8 – Dumont, Barron (1995), Калифорния, 9 – Whiting, Schrader (1985), континентальный шельф Орегона, 10 – Schrader (1973), скважины DSDP в заливе Аляски, 11 – Akiba (1986), скважина DSDP 584 у северо-восточного побережья Японии, 12 – Koizumi (1992*), скважины ODP в Японском море, 13 – Koizumi, Tanituma (1985*), скважины DSDP в Северо-Западной Пацифике (звездочками (*) отмечены прямые корреляции биостратиграфических уровней с магнитостратиграфической шкалой; DSDP – Международный проект глубоководного бурения, ODP – Международная программа океанического бурения).

Дана корреляция с северотихоокеанской зональной шкалой по диатомеям (по Barron, Gladenkov, 1995) для последних 8 млн. лет.

кованные данные). Согласно результатам их исследований, породы, в которых найдены диатомеи в разрезе на о-ве Святого Павла, характеризуются прямой намагниченностью и соответствуют палеомагнитному хрону C3A (L. Burckle, персональное сообщение, 2002), имеющего возраст 6.57 – 5.89 млн. лет (Berggren et al., 1995). Такие данные могут свидетельствовать о возможном сопоставлении флоры из разреза о-вов Прибылова с комплексом более древней части северотихоокеанской диатомовой зоны *Neodenticula kamtschatica* – ее подзоной “а”, охватывающей интервал 7.4–5.5 млн. лет назад. При этом отсутствие в ассоциации зонального вида *Neodenticula kamtschatica* могло быть обусловлено палеэкологическими условиями, в которых проходило формирование диатомовой флоры и ее захоронения в осадках. Однако нельзя также исключать и возможность выпадения этого вида из состава флоры, как результата использования методики технической обработки образцов, включая их химическое препарирование, процедура которой у Д. Хэнна (Hanna, 1970) отличалась от таковой, примененной при работе с материалом из разреза Сэнди Ридж (Gladenkov, 2003).

Условия формирования диатомовых ассоциаций и палеогеографические реконструкции

В целом, анализ таксономического состава неогеновой диатомовой флоры из изученного разреза формации Милки Ривер показывает, что в нем преобладают бореальные и субарктические элементы, типичные для высоких – средних широт Северной Пацифики.

Преобладание в ассоциациях неритических планктонных и сублиторальных видов (включая *Paralia sulcata*, споры *Chaetoceros*, *Delphineis* spp.), при участии морских бентосных и пресноводных форм, свидетельствует о развитии флоры в продуктивной морской мелководной зоне (глубиной менее 100 м) в пределах континентального шельфа Аляски (Sancetta, 1981a, б; Sancetta, Silvestri,

1986). С другой стороны, постоянное присутствие в достаточно большом количестве *Thalassionema nitzschiooides*, наряду с находками океанических планктонных элементов, указывают на влияние промежуточных морских вод со стороны зоны внешнего шельфа, где происходит частичное перемешивание шельфовых и океанических вод. Наличие в составе ассоциаций морских аркто-бореальных видов (*Bacteriosira fragilis*, *Detonula confervacea*, *Porosira glacialis*, *Thalassiosira kryophila*, *Th. hyalina*, *Th. gravida*), а также криофильных форм (*Fragilariaopsis oceanica*, *Fr. cylindrus*, *Chaetoceros septentrionales*) свидетельствует о периодах развития льдов вблизи побережья юго-западной части Аляски в конце позднего миоцена – начале плиоцена. Редкие представители океанического планктона, характерные для субтропической и умеренной областей (*Thalassiosira leptopus*, *Th. lineata*, *Th. temperata*, *Th. oestrupii*, *Bacteriastrum varians*, *Auliscus* и *Azpeitia* spp.), могут указывать на возможность влияния относительно теплых поверхностных вод во время эпизодов потепления. Найдки в комплексах верхней части разреза таких видов, как *Thalassiosira latimarginata* и *Th. tertaria* говорят о повышении роли холодноводных элементов в раннем плиоцене после уровня ~5 млн. лет назад.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В 52 образцах из отложений формации Милки Ривер разреза Сэнди Ридж п-ова Аляска обнаружены остатки морских неогеновых диатомовых водорослей. Таким образом, это самый северный из известных к настоящему времени разрезов кайнозоя тихоокеанского побережья Северной Америки, охарактеризованный диатомеями. Исследованная флора включает более 100 видовых и внутривидовых таксонов. Совместные находки видов *Neodenticula kamtschatica*, *Cosmiodiscus insignis* и *Thalassiosira oestrupii* дают возможность отнести изученные в разрезе комплексы к подзоне “б” северотихоокеанской зоны по диатомеям *Neodenticula kamtschatica* (по Barron, Gladenkov,

ов, 1995) позднего миоцена – раннего плиоцена, которая охватывает интервал 5.5–4.8 млн. лет назад. Обнаружение на разных уровнях нескольких дополнительных, важных в стратиграфическом отношении, таксонов, включая *Thalassiosira temerei* и *Th. latimarginata*, позволяют уточнить возраст отложений, слагающих разные части разреза. Установлено, что породы самой нижней части разреза могут датироваться концом позднего миоцена (5.5–5.4 млн. лет назад), а верхней части разреза – ранним плиоценом (5.1–4.8 млн. лет назад).

2. Остатки диатомей найдены в образцах с тех же стратиграфических уровней, на которых проведен сбор ископаемой фауны моллюсков. Это дает возможность провести корреляцию внутризональных подразделений по диатомеям и слоев с комплексами моллюсков, выделенных в разрезе (Marincovich et al., 2002; Gladenkov et al., 2002). При этом стратиграфический горизонт, на котором фиксируется появление наиболее древних представителей рода *Astarte*, по данным диатомового анализа датирован концом позднего миоцена (5.5–5.4 млн. лет назад). Такой вывод очень важен, так как находки древнейших неогеновых астарт в разрезах Северотихоокеанского региона маркируют первое открытие Берингова пролива (Marincovich, Gladenkov, 1999, 2001; Marincovich, 2000; А. Гладенков, Ю. Гладенков, 2004 и др.). Формирование пролива, через который осуществляется водообмен между Тихим и Северным Ледовитым океанами, вело к значительным изменениям океанической циркуляции, климата и седиментационных процессов, а также в развитии биоты северных широт (A. Gladenkov, Y. Gladenkov, 2003; А. Гладенков, Ю. Гладенков, 2004). Однако время возникновения первой связи между океанами до последнего времени оставалось точно не выясненным.

3. Анализ состава и структуры неогеновых диатомовых ассоциаций из разреза формации Милки Ривер показывает, что развитие флоры проходило в продуктивной морской зоне в пределах континентального шельфа, при некотором влиянии вод, формировавшихся в зоне внешнего шельфа. Наличие в комплексах форм, типичных для ледовых обстановок, а также морских аркто- boreальных видов указывает на периоды вегетации во время таяния льдов, развитых вблизи побережья юго-западной части п-ова Аляска. Находки представителей океанического планктона, характерных для субтропической и умеренной областей, свидетельствуют о влиянии относительно теплых поверхностных вод во время эпизодов потепления.

Автор признателен Джону А. Бэррону (Геологическая служба США) и Луи Маринковичу мл. (Калифорнийская Академия наук, США) за консультации и советы при обсуждении ряда геологических проблем, а также Лойду Х. Барклу (обсерватория

Ламонт-Догерти Колумбийского университета, США) за данные по разрезу островов Прибылова.

Работа выполнена при поддержке Национального научного фонда США (Grant OPP-9806461), государственной программы поддержки ведущих научных школ РФ (грант НШ-1980.2003.5) и Американского палеонтологического общества (Pal-SIRP Sepkoski Grant, 2003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гладенков А.Ю. Когда открылся Берингов пролив? // Природа. 1999. № 9. С. 29–31.
- Гладенков А.Ю. Особенности распространения аркто- boreальной диатомовой флоры в морских экосистемах позднего кайнозоя // Экосистемные перестройки и эволюция биосфера. Вып. 4 / Отв. ред. Пономаренко А.Г., Розанов А.Ю., Федонкин М.А. М.: ПИН РАН, 2001а. С. 124–130.
- Гладенков А.Ю. Развитие и миграции комплексов диатомей неогена в морских бассейнах северных высоких широт // Эволюция жизни на Земле: Материалы II Междунар. симпозиума «Эволюция жизни на Земле» / Отв. ред. Подобина В.М. Томск: Изд-во НТЛ, 2001б. С. 52–54.
- Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б. Начало формирования межокеанических связей Пацифики и Арктики через Берингов пролив в неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 72–88.
- Детальное расчленение неогена Камчатки / Отв. ред. Гладенков Ю.Б., Девяткин Е.В. М.: Наука, 1992. 208 с.
- Жузе А.П. Значение водорослей в познании геологической истории современных морей и океанов // Ископаемые диатомовые водоросли СССР / Отв. ред. Жузе А.П. М.: Наука, 1968. С. 5–16.
- Жузе А.П., Мухина В.В., Козлова О.Г. Диатомеи и силикофлагелляты в поверхностном слое осадков Тихого океана // Тихий океан. Т. VIII. Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана / Отв. ред. Безруков П.Л. М.: Наука, 1969. С. 7–47.
- Орешкина Т.В. Диатомовые комплексы и стратиграфия верхнего кайнозоя Прикамчатского района Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 5. С. 60–73.
- Akiba F. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for the middle-to-high latitudes of the North Pacific // Init. Reps. DSDP / Eds Kagami H., Karig D.E., Coulbourn W.T. et al. Washington: U.S. Govt. Printing Office. 1986. V. 87. P. 393–481.
- Akiba F., Yanagisawa Y. Taxonomy, morphology and phylogeny of the Neogene diatom zonal marker species in the middle-to-high latitudes of the North Pacific // Init. Reps. DSDP / Eds Kagami H., Karig D.E., Coulbourn W.T. et al. Washington: U.S. Govt. Printing Office. 1986. V. 87. P. 483–554.
- Akiba F., Yanagisawa Y., Ishii T. Neogene diatom biostratigraphy of the Matsushima area and its environs, Miyagi Prefecture, Northeast Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1982. V. 33. P. 215–239.
- Barron J.A. Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off Northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project // Scientific Party, Init. Reps. DSDP. Washington: U.S. Govt. Printing Office. 1980. V. 56, 57. Pt. 2. P. 641–685.
- Barron J.A. Neogene diatom datum levels in the Equatorial and North Pacific // Centenary of Japanese Micropaleontol-

- ogy / Eds Ishizaki K., Saito T. Terra Scientific Publishing Company: Tokyo, Japan. 1992a. P. 413–425.
- Barron J.A.* Paleoceanographic and tectonic controls on the Pliocene diatom record of California // Pacific Neogene – Environment, Evolution, and Events / Eds Tsuchi R., Ingle J.C.Jr. University of Tokyo Press: Tokyo, Japan. 1992b. P. 25–41.
- Barron J.A.* Planktonic marine diatom record of the past 18 m.y.: appearances and extinctions in the Pacific and Southern Oceans // Diatom Research. 2003. V. 18. P. 203–224.
- Barron J.A., Baldauf J.G.* Diatom stratigraphy of the lower Pliocene part of the Sisquoc Formation, Harris Grade section, California // Micropaleontology. 1986. V. 32. P. 357–371.
- Barron J.A., Gladenkov A.Y.* Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Proc. ODP, Sci. Results / Eds Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 3–19.
- Barron J.A., Mahood A.D.* Exceptionally well-preserved early Oligocene diatoms from glacial sediments of Prydz Bay, East Antarctica // Micropaleontology. 1993. V. 39. P. 29–45.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C.III, Aubry M.-P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation / Eds Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.-P., Hardenbol J. SEPM Special Publication. 1995. № 54. P. 129–212.
- Detterman R.L., Case J.E., Miller J.W. et al.* Stratigraphic framework of the Alaska Peninsula // U.S. Geol. Surv. Bull. 1969-A, 1996. 74 p.
- Dumont M.P., Barron J.A.* Diatom biochronology of the Sisquoc Formation in the Santa Maria Basin, California, and its paleoceanographic and tectonic implications // Evolution of sedimentary basin/onshore oil and gas investigations – Santa Maria Province / Ed. Keller M.A. U.S. Geol. Surv. Bull. 1995. Chapter K. P. 1–17.
- Galloway W.E.* Deposition and diagenetic alteration of sandstone in northeast Pacific arc-related basins – Implication for greywacke genesis // Geol. Soc. Amer. Bull. 1974. V. 83. P. 379–390.
- Gladenkov A.Y.* Diatom biostratigraphy of the Neogene Milky River Formation, Alaska Peninsula, southwestern Alaska // Proc. California Acad. Sci. 2003. V. 54. P. 27–64.
- Gladenkov A., Gladenkov Y.B.* Problem of the Bering Strait's opening in the Neogene: a present state // Pacific Paleoenvironments and Their Evolution: Proceedings of the 8th International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy / Eds Ratnasanathien B., Rieb S.L., Chantraprasert S. Chiang Mai University: Chiang Mai, Thailand. 2003. P. 265–283.
- Gladenkov A.Y., Oleinik A.E., Marinovich L.Jr., Barinov K.B.* A refined age for the earliest opening of Bering Strait // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. V. 183. P. 321–328.
- Hanna G.D.* Geological notes on the Pribilof Islands, Alaska, with an account of the fossil diatoms // Amer. J. Science. 1919. V. 48. P. 216–224.
- Hanna G.D.* Fossil diatoms from the Pribilof Islands, Bering Sea, Alaska // Proc. California Acad. Sci. 1970. Ser. 4. V. 37. № 5. P. 167–234.
- Kanaya T.* Diatom micropaleontology and deep-sea stratigraphy of the North Pacific // La mer. 1969. T. 7. № 3. P. 183–196.
- Kanaya T., Koizumi I.* Interpretation of diatom thanatocoenoses from the north Pacific applied to a study of core V20–130 (Studies of a deep-sea core V20–130. Part IV) // Sci. Repts. Tohoku University. 1966. Ser. 2 (Geology). V. 37. № 2. P. 89–130.
- Koizumi I.* Diatom biostratigraphy of the Japan Sea: Leg 127 // Proc. ODP, Sci. Results / Eds Pisciotto K., Ingle J.C.Jr., von Breymann M., Barron J.A. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. V. 127/128. Pt. 1. P. 249–289.
- Koizumi I., Tanimura Y.* Neogene diatom biostratigraphy of the middle latitude western North Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 86 // Init. Reps. DSDP / Eds Heath G.R., Burckle L.H. et al. Washington: U.S. Govt. Printing Office. 1985. V. 86. P. 269–300.
- Marinovich L.Jr.* Central American paleoceanography controlled Pliocene Arctic molluscan migration // Geology. 2000. V. 28. P. 551–554.
- Marinovich L.Jr., Barinov K.B., Oleinik A.E.* The *Astarte* (Bivalvia: Astartidae) that document the earliest opening of Bering Strait // J. Paleontology. 2002. V. 76. P. 239–245.
- Marinovich L.Jr., Gladenkov A.Y.* New paleontological information about the first opening of Bering Strait // Program and Abstracts of the Beringian Paleoenvironments Workshop. Florissant, Colorado, USA, 1997. P. 103–104.
- Marinovich L.Jr., Gladenkov A.Y.* Evidence for an early opening of the Bering Strait // Nature. 1999. V. 397. P. 149–151.
- Marinovich L.Jr., Gladenkov A.Y.* New evidence for the age of Bering Strait // Quaternary Sci. Rev. 2001. V. 20. P. 329–335.
- Plafker G., Addicott W.O.* Glaciomarine deposits of Miocene through Holocene age in the Yakataga Formation along the Gulf of Alaska margin, Alaska // Recent and Ancient Sedimentary Environments in Alaska / Ed. Miller T.P. Alaska Geological Society Symposium Proceedings, Anchorage, Alaska. 1976. P. 1–22.
- Rio D., Castradori D.* Subcommission on Neogene Stratigraphy – Annual Report // Neogene Newsletter (International Union of Geological Sciences. International Commission on Stratigraphy. Subcommission on Neogene Stratigraphy). 1998. № 5. P. 6–10.
- Sancetta C.* Diatoms as hydrographic tracers: example from Bering Sea sediments // Science. 1981a. V. 211. P. 279–281.
- Sancetta C.* Oceanographic and ecologic significance of diatoms in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas // Deep Sea Research. V. 28A. 1981b. P. 789–817.
- Sancetta C.* Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas // Micropaleontology. 1982. V. 28. P. 221–257.
- Sancetta C., Silvestri S.* Pliocene-Pleistocene evolution of the North Pacific Ocean-atmosphere system, interpreted from fossil diatoms // Paleoceanography. 1986. V. 1. P. 163–180.
- Schrader H.-J.* Cenozoic diatoms from the Northeast Pacific, Leg 18 // Init. Reps. DSDP / Eds Kulm L.D., von Huene R. et al. Washington: U.S. Govt. Printing Office. 1973. V. 18. P. 673–797.
- Whiting M.C., Schrader H.* Late Miocene to Early Pliocene marine diatom and silicoflagellate floras from the Oregon coast and continental shelf // Micropaleontology. 1985. V. 31. P. 249–270.
- Yanagisawa Y.* Diatom biostratigraphy of the Neogene Sendai Group, northeast Honshu, Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1990. V. 41. P. 1–25.
- Yanagisawa Y.* Diatom biostratigraphy of the Neogene Tatsumokuchi Formation in the western Kitakami City, Iwate Prefecture, Japan // Res. Rep. Iwate Prefectural Museum. 1998. V. 14. P. 29–36.
- Yanagisawa Y., Akiba F.* Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // J. Geol. Soc. Japan. 1998. V. 104. P. 395–414.

Рецензенты К.Б. Баринов, Т.В. Орешкина

УДК 569.551.796 (470.5)

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В АЛЛЮВИАЛЬНО-СПЕЛЕОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА СЕВЕРНОГО УРАЛА (ЧЕРЕМУХОВО-1)

© 2006 г. Т. В. Струкова*, О. П. Бачура*, А. В. Бородин*, В. В. Стефановский**

*Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург

**ОАО Уральская геологосъемочная экспедиция, Екатеринбург

Поступила в редакцию 12.05.2004 г., получена после доработки 25.10.2004 г.

В работе приведены результаты комплексного изучения местонахождения Черемухово-1, которое имеет не только новый для Уральского региона тафономический тип, но и фиксирует в геологической летописи этап, ранее не представленный в поздненеоплейстоценовых отложениях региона. В работе дана литологическая характеристика слоев, датировка отложений, описание палеонтологического материала (остатки млекопитающих), результаты спорово-пыльцевого анализа. Проведена корреляция с палеонтологическими данными с других территорий. Исследованное местонахождение может рассматриваться в качестве опорного разреза поздненеоплейстоценовых-голоценовых отложений Северного Урала.

Ключевые слова. Верхний неоплейстоцен, невьянское межледниковые, полярноуральское ледниковые, голоцен, пещерные (спелеогенные) и аллювиальные отложения (образования), фауна млекопитающих, спорово-пыльцевые комплексы, палеогеография.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение видового состава региональных наземных сообществ позднего неоплейстоцена необходимо как для решения стратиграфических задач, так и для понимания реакции биоты севера Евразии на глобальные климатические изменения. Это важно и для корреляции Уральской региональной стратиграфической схемы со схемами других регионов. Основным источником палеонтологического материала в горных территориях на протяжении позднего неоплейстоцена и голоцена являются заполнения карстовых полостей, поскольку аллювий рек в горной части не способствует сохранению остеологического материала. Одно из преимуществ пещерных отложений в том, что местонахождения, приуроченные к ним, в большинстве случаев являются первичными, т.е. костный материал в них после захоронения не подвергался переотложению. Кроме того, в них нередко встречаются археологические артефакты, что существенно облегчает относительную датировку отложений и интерпретацию стратиграфических данных.

На территории восточного склона Северного Урала известно 17 местонахождений в карстовых полостях (Смирнов, 1994, 1996; Смирнов и др., 1999; Бачура, Косинцев, 2001; Тетерина, 2002; Тетерина, Улитко, 2002). Как правило, они находятся относительно высоко от уровня современных рек, и формирование рыхлых отложений в них шло без участия речных потоков. В террасовых отложениях рек данного региона известны только единич-

ные находки костных остатков четвертичных млекопитающих (Лидер, 1976; Бачура, Косинцев, 2001). На восточном склоне Северного Урала до настоящего времени аллювиальных местонахождений не было известно. В местонахождении Черемухово-1 представлены как пещерные, так и аллювиальные отложения. Это дает возможность выработать методические приемы, которые позволяют сопоставлять данные из пещерных и аллювиальных местонахождений.

Целью работы является изучение стратиграфических особенностей отложений местонахождения Черемухово-1 и корреляции результатов изучения палеонтологического материала с данными из других местонахождений Северного Урала и прилегающих территорий.

МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЛОЕВ

Местоположение. Урочище Чертово городище – скальный массив, расположенный на правом берегу р. Сосьва, в 3.5 км выше устья р. Шегультан. В ряде карстовых образований этого массива наряду с остатками костей позвоночных были обнаружены артефакты. Наиболее перспективным с археозоологических позиций оказалась центральная карстовая полость. Как археологический памятник она получила название Черемухово-1 ($60^{\circ}24'03''$ с.ш., $60^{\circ}03'26''$ в.д., рис. 1).

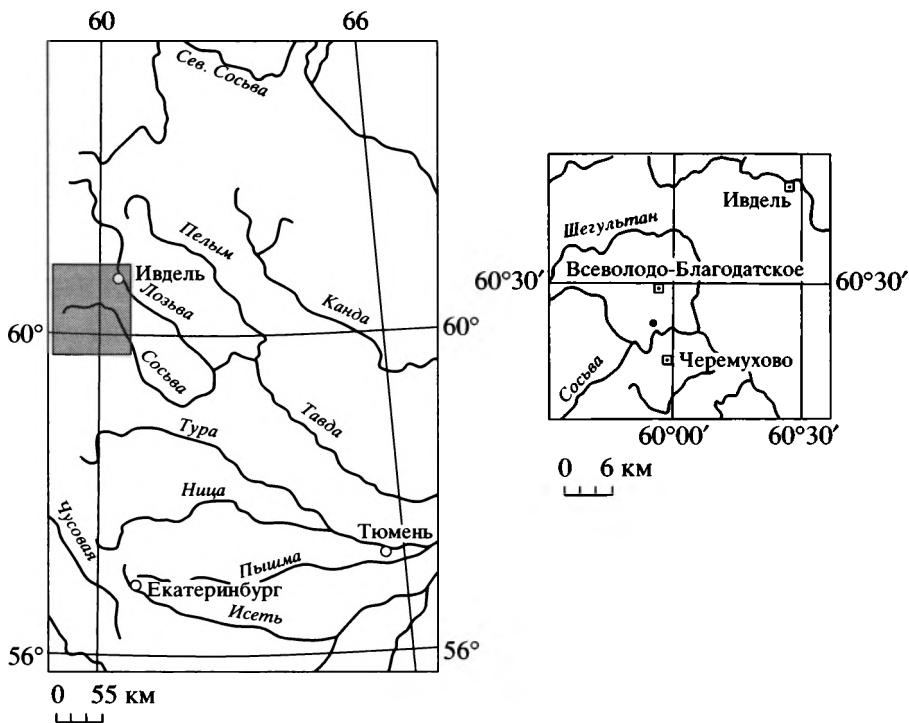


Рис. 1. Местоположение местонахождения Черемухово-1.

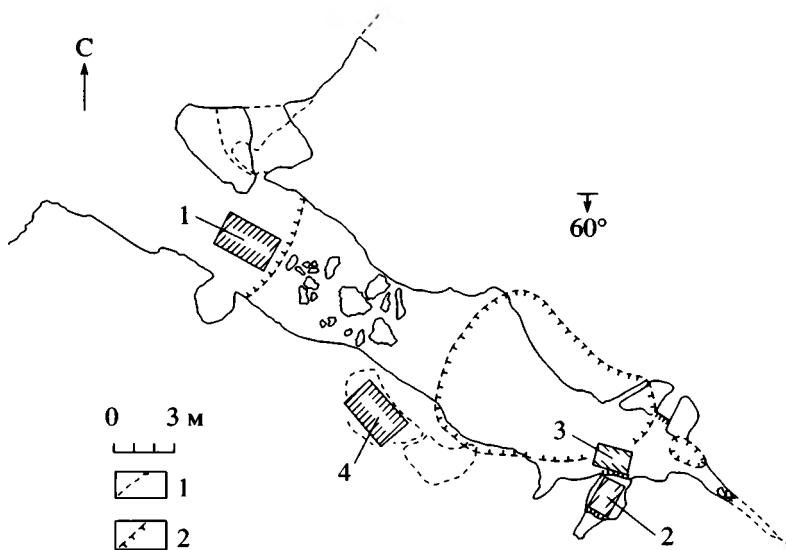


Рис. 2. План пещеры местонахождения Черемухово-1.

1 – границы ниш и гrottов; 2 – линия обрушения потолка; цифры на заштрихованных прямоугольниках (1–4) – номера раскопов.

Пещера приурочена к плотным косослоистым известнякам девонского возраста. Вход размером 8 × 8.5 м расположен на высоте 5.5 м от уровня поймы, экспонирован на северо-запад (рис. 2). Общая длина полости составляет 32 м. На расстоянии 11 м от капельной линии произошло обрушение потолка, который отсутствует на протяжении 12 м. В стенах пещеры имеются сквозные отверстия, многочисленные ниши, карманы, гrotты, расположены

ные как на уровне пола, так и на высоте 1.5–2.5 м от него (Бородин и др., 2000). В статье представлен материал из 1 раскопа.

Литологическое описание отложений. Юго-западная стенка основного раскопа по линии квадратов Д/2-Д/4 содержит все литологические слои, вскрытые в ходе раскопок, и имеет следующее строение (обн. № 209, рис. 3):

1. Почва. Мощность 0.05–0.1 м.

2. Спелеогенные образования. Песок глинистый, темно-серый, иловатый (оглеение), рыхлого сложения с щебнем известняка. Мощность 0.10–0.15 м.

3. Песок глинистый, грязно-бурый, рыхлого сложения, с обломками костей крупных млекопитающих и щебнем известняка. Мощность 0.10–0.15 м.

4. Песок глинистый серого и светло-серого цвета, рыхлого сложения, с обломками костей крупных млекопитающих и щебня известняков. Мощность 0.20–0.30 м.

5. Глина светло-серая, каолинитовая, сильно известковистая, макропористый, рыхлого сложения, с мелким щебнем известняка. Мощность 0.15–0.20 м.

6. Аллювиально-спелеогенные образования. Песок зеленовато-серый, полимиктовый, алевритистый, мелко-среднезернистый, рыхлого сложения, с линзами рыхлых глин (мощностью до 0.45 м), с редким гравием и мелким щебнем известняка. Мощность 0.55–0.70 м.

7. Глина песчаная, светло-коричневая, плотная, с многочисленным щебнем и редкими глыбами известняка. Мощность 0.40–0.45 м.

8. Песок коричневый, полимиктовый, тонкозернистый, алевритистый, среднеплотного сложения, с незначительным содержанием щебня известняка. Мощность 0.40–0.50 м.

9. Песок коричневый, глинистый, мелко-среднезернистый, среднеплотного сложения, с незначительным содержанием щебня известняка. Мощность 0.15–0.20 м.

10. Песок коричневый, полимиктовый, средне-мелкозернистый, глинистый, среднеплотного сложения, с многочисленными остатками костей крупных млекопитающих, щебнем и глыбами известняка. В средней части линза (1–2 см) алевритистых глин. В нижней части слоя песок сильно глинистый. Мощность 0.95–1.05 м.

11. Песок коричневато-серый, глинистый, средне-плотного сложения, переполненный щебнем и глыбами известняков. Мощность 0.35–0.40 м.

12. Спелеогенно-перлювиальные образования. Песок коричневато-серый, глинистый, переполненный щебнем и глыбами известняков в основании слоя. Мощность 0.6–1.0 м.

13. Известняки серые, трещиноватые.

В строении разреза принимают участие аллювиально-спелеогенные (слои 6–10) и спелеогенные образования (слои 1–5), имеющие незначительные отличия в составе минерального спектра. В аллювиально-спелеогенных образованиях присутствуют редкие знаки акцессорных минералов, устойчивых к химическому выветриванию. В аллювиально-спелеогенной толще представлены щебнисто-глыбовые прослои активного обрушения свода (слои 7, 11) и базальный слой 12, глыбы в котором имеют преимущественно перлювиальное происхождение. Верхние слои (1–5) образовались под сводом грота без влияния речных вод.

По гранулометрическому составу в породах доминирует песчаная фракция (до 70%), алевритистая составляет 10–15%, глинистая – от 19–38 до 53%. Состав слоя 5 исключительно однороден – тонкочешуйчатый каолинит. Легкая фракция состоит из минеральных обломков, полностью отсутствуют фосфатизированные костные и органические остатки, весьма характерные для спелео-

генных образований. В тяжелой фракции аллювия доминируют устойчивые к химическому выветриванию минералы, привнесенные водами р. Сосьва. Значения палеогеографического коэффициента крайне малы (0.01–0.05), что характерно для отложений позднего неоплейстоцена и голоцен (Степановский, 1991).

ТАФОНОМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОТЛОЖЕНИЙ

Распределение костей в слоях. В ходе раскопок было собрано более 70 тысяч экземпляров ископаемых остатков позвоночных. Результаты определения приведены в табл. 1. Костный материал существует во всех литологических слоях раскопа. Концентрация остеологического материала в разных слоях неодинакова (Бородин и др., 2000). В верхней части отложений максимальное количество костных остатков приходится на спелеогенные слои 3–5. В слое 6 количество костного материала резко сокращается и понижается к слою 8. Этот слой содержит минимальное количество костных остатков. Концентрация костей возрастает в слое 9, достигает максимума преимущественно в спелеогенном слое 11 и несколько снижается в нижележащем слое. На рис. 4 приведены данные по общему количеству костных остатков всех групп позвоночных приведены по отдельности данные по мелким и крупным млекопитающим. Видно, что все кривые практически не отличаются, что позволяет говорить об общих тенденциях изменения количества костей позвоночных.

Сохранность и прокрашенность костей. Практически все кости млекопитающих представлены фрагментами, многие имеют следы погрызов крупными и средними хищниками и пребывания в желудочно-кишечном тракте. Следов обработки костей человеком не отмечено. Нет также следов окатанности, что могло бы свидетельствовать о длительной транспортировке материала водным потоком. Современное положение пещеры относительно русла реки таково, что внутри полости исключалась высокая скорость водного потока. Несмотря на выраженный аллювиальный характер отложений слоев 8–10, влияние речного потока на формирование тафоценоза было минимальным. На правомерность подобного заключения указывают также отсутствие дифференциации костных остатков по удельному весу в отложениях. Избирательность в накоплении отделов скелета крупных млекопитающих отсутствует. Среди костей представлены все элементы скелета. Таким образом, в тафономическом отношении набор и сохранность костных остатков крупных млекопитающих типичны для пещерных комплексов (Оводов, 1979).

Нами была изучена прокрашенность посткраниального скелета и коренных зубов млекопитаю-

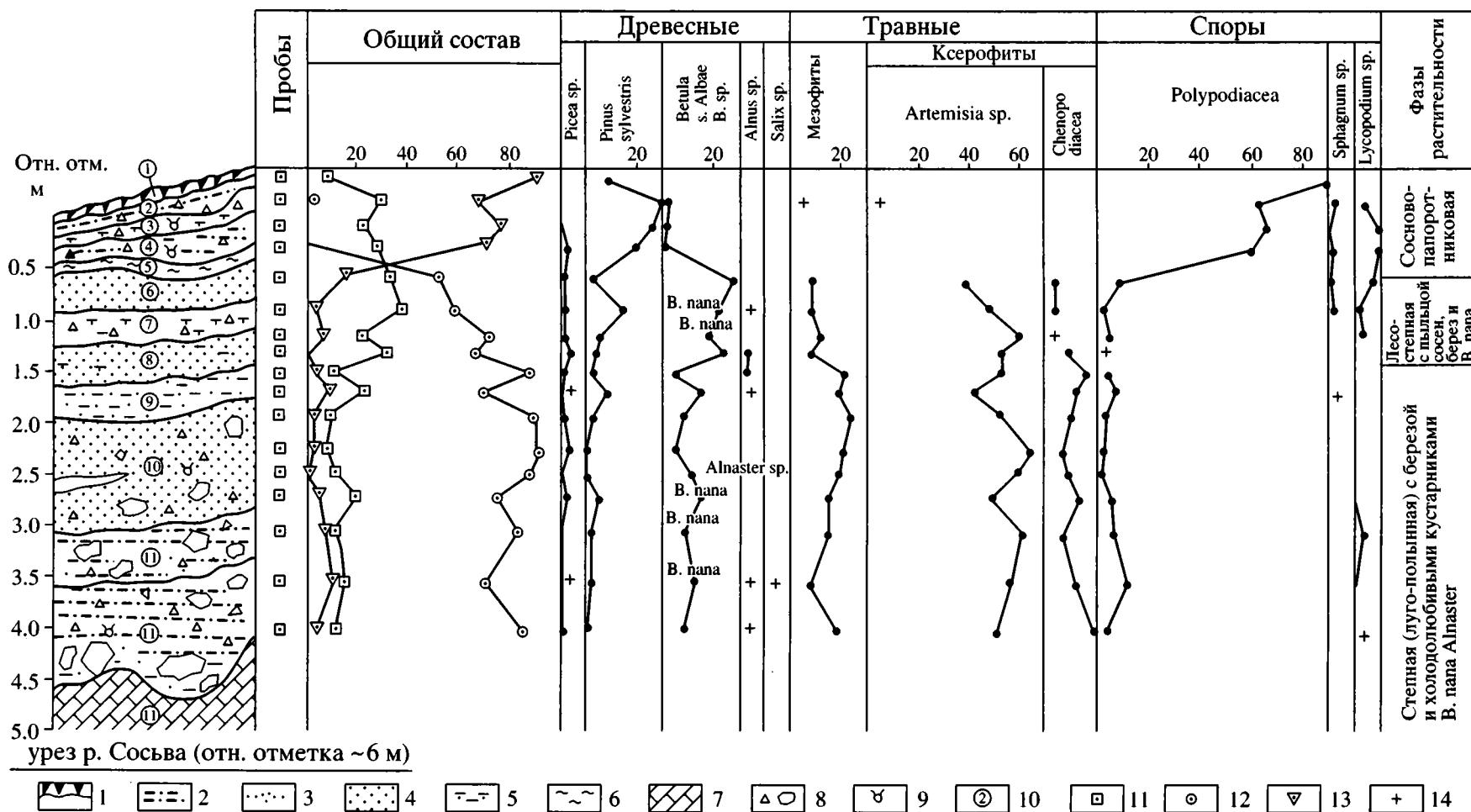


Рис. 3. Литологическая колонка и спорово-пыльцевая диаграмма аллювиально-спелеогенных образований местонахождения Черемухово-1

1 – почва; 2 – песок глинистый; 3 – песок алевритистый; 4 – песок; 5 – глины песчаные; 6 – мергель; 7 – известняк; 8 – щебень и глыбы известняков; 9 – остатки костей крупных и мелких млекопитающих; 10 – номер слоя, 11 – пыльца древесных растений, 12 – пыльца травянистых растений, 13 – споры, 14 – присутствие рода.

Таблица 1. Видовой состав и количество диагностических остатков позвоночных в отложениях Черемухово-1 (для мелких млекопитающих (отряды Insectivora, Chiroptera, Rodentia и р. Ochotona) указано количество зубов, а для других таксонов млекопитающих, птиц, рептилий, амфибий и рыб – количество костей, встреченных в слое)

| Таксон | Слои | | | | | | | | | | | |
|--|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|---|
| | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | |
| Insectivora | | | | | | | | | | | | |
| Talpa europaea L., 1758 | – | 7 | 6 | 3 | – | – | – | – | – | – | – | – |
| Sorex sp. | 11 | 16 | 38 | 21 | 5 | 19 | 2 | – | 14 | 3 | 6 | |
| Chiroptera | 4 | 2 | 13 | 32 | – | 9 | 1 | – | – | + | – | |
| Lagomorpha | | | | | | | | | | | | |
| Ochotona pusilla* Pall., 1768 | 2 | – | 2 | 19 | 4 | 6 | 3 | 5 | 34 | 13 | 111 | |
| Lepus tanaiticus Gureev, 1964 | – | – | – | – | – | – | 23 | 55 | 174 | 37 | 17 | |
| Lepus sp. | 7 | 9 | 15 | 55 | 14 | 33 | – | – | – | – | – | |
| Rodentia | | | | | | | | | | | | |
| Sciurus vulgaris L., 1758 | 4 | 5 | 19 | 4 | – | – | – | – | – | – | – | |
| Tamias sibiricus Laxm., 1769 | – | – | 6 | – | – | – | – | – | – | – | – | |
| Spermophilus sp. | – | – | – | – | – | – | – | – | – | 1 | – | |
| Marmota bobac Mull., 1776 | – | – | – | – | – | – | – | – | 2 | – | – | |
| Castor fiber L., 1758 | 1 | – | 6 | 3 | – | 1 | – | – | – | – | – | |
| Sicista sp. | – | – | 3 | – | – | – | – | – | – | – | – | |
| Cricetulus migratorius Pall., 1773 | – | – | – | – | – | – | – | – | 10 | – | – | |
| Clethrionomys rufocanus Sunder., 1846–1847 | 40 | 113 | 250 | 132 | – | 289 | 26 | – | – | – | – | |
| Cl. rutilus Schreber, 1780 | 51 | 175 | 412 | 165 | – | 159 | 8 | – | – | – | – | |
| Lagurus lagurus Pall., 1773 | – | – | 4 | 56 | 3 | 9 | – | 14 | 20 | – | – | |
| Dicrostonyx gulielmi Sandford, 1869 | – | – | – | – | 279 | – | 7 | 1043 | 2398 | 215 | 648 | |
| D. ex gr. gulielmi-torquatus | 8 | – | 70 | 1920 | – | 399 | – | – | – | – | – | |
| Lemmus sibiricus Kerr, 1792 | – | – | – | – | 54 | – | – | 70 | 432 | 76 | 133 | |
| Lemmus (?Myopus) sp. | 27 | 41 | 191 | 1970 | – | 245 | 19 | – | – | – | – | |
| Arvicola terrestris L., 1758 | 4 | 4 | 11 | 5 | – | 5 | – | – | – | – | – | |
| M. gregalis Pall., 1779 | – | 2 | 12 | 187 | 28 | 120 | 13 | 51 | 192 | 32 | 129 | |
| M. oeconomus Pall., 1776 | 8 | 32 | 52 | 64 | 2 | 158 | 5 | – | 2 | – | – | |
| M. agrestis L., 1761 | 16 | 17 | 46 | 179 | – | 17 | – | – | – | – | – | |
| M. middendorffii Pol., 1881 | – | – | 6 | – | 1 | 2 | 3 | 1 | 36 | 4 | 8 | |
| Microtus sp. | 80 | 201 | 506 | 2086 | 130 | 845 | 75 | 148 | 742 | 123 | 377 | |
| Carnivora | | | | | | | | | | | | |
| Alopex lagopus L., 1758 | – | – | – | 5 | – | 1 | 3 | 11 | 64 | 7 | 10 | |
| Canis lupus L., 1758 | – | – | – | – | – | – | – | – | 4 | – | – | |
| Vulpes vulpes L., 1758 | 1 | – | – | 1 | 1 | 1 | – | – | – | – | – | |
| Ursus arctos L., 1758 | – | – | 1 | – | – | – | – | – | – | – | – | |
| Martes sp. | – | 19 | 17 | 35 | 1 | 7 | – | – | – | – | – | |
| Meles meles L., 1758 | – | – | – | 1 | – | – | – | – | – | – | – | |
| Lutra lutra L., 1758 | – | – | 3 | 3 | – | – | – | – | – | – | – | |
| Mustela erminea L., 1758 | – | 1 | 3 | 4 | – | – | – | 1 | 5 | 1 | 9 | |
| Mustela nivalis L., 1766 | 1 | 10 | 6 | 8 | – | 3 | – | – | 1 | 8 | 6 | |
| Mustela sp. | – | 13 | 5 | 4 | – | – | – | – | – | – | – | |
| Panthera spelaea Goldfuss, 1810 | – | – | – | – | – | – | – | 1 | 1 | 1 | – | |
| Pterysodactyla | | | | | | | | | | | | |
| Coelodonta antiquitatis Blum., 1799 | – | – | – | – | – | – | – | 1 | 12 | – | – | |
| Equus uralensis Kuzmina, 1975 | – | – | – | – | – | – | 3 | 4 | 34 | 2 | – | |
| Artiodactyla | | | | | | | | | | | | |
| Alces alces L., 1758 | 2 | 4 | 2 | 5 | 2 | – | – | – | – | – | – | |
| Rangifer tarandus L., 1758 | 4 | 5 | 13 | 12 | 1 | 1 | 4 | 18 | 112 | 8 | – | |
| Bison priscus Bojan., 1827 | – | – | – | – | – | – | 1 | 1 | 3 | 2 | – | |
| Saiga borealis L., 1766 | – | – | – | – | – | – | – | – | 1 | – | – | |
| Micromammalia indet. | 520 | 2500 | 6000 | 9000 | 2500 | 2750 | 1450 | 2000 | 11250 | 1500 | 5100 | |
| Megamammalia indet. | 30 | 250 | 760 | 160 | 240 | 180 | 190 | 450 | 2178 | 180 | 350 | |
| Aves indet. | 40 | 550 | 1010 | 220 | 57 | 40 | 3 | 5 | 10 | 20 | 150 | |
| Reptilia | – | + | + | + | – | – | – | – | – | – | – | |
| Amphibia | | | | | | | | | | | | |
| Rana sp. | 10 | 120 | 190 | 33 | 19 | 15 | – | – | – | 1 | – | |
| Pisces indet. | 20 | 400 | 800 | 140 | 33 | 2 | – | 3 | 25 | 67 | 52 | |

* Определение А.А. Тетериной, ИЭРИЖ УрО РАН.

ших, которая используется в качестве основного критерия однородности ископаемого материала в слое (Маркова, 1982; Смирнов и др., 1986).

В слое 2 кости посткраниального скелета имеют серо-желтый цвет, небольшое количество остатков – темно-серый, последний обуславливают, по-видимому, гуминовые кислоты из вышележащего слоя. В слоях с 3 по 5 все кости имеют цвет от темно-палевого до светло-палевого. В слое 3 корродированы отдельные кости мелких млекопитающих, в слое 5 – почти все. В слоях 6 и 7 присутствуют кости светло-палевые, черные, а также мраморные (темные пятна на цветовом фоне), при этом доля темных костей в слое 6 значительно меньше. В 8 и 9 слоях кости окрашены в темно-серый цвет, а также есть мраморные, светлых костей нет. Нижележащие слои содержат кости, окрашенные в темно-серый (слой 10) и темно-коричневый (слой 12) цвета. Светлых костей нет.

Таким образом, общая тенденция изменения прокрашенности посткраниального скелета млекопитающих – от светлых в верхних слоях к темно-окрашенным в нижних. Наибольшее разнообразие вариантов окраски костей представлено в слоях 6 и 7. Возможно, это связано с тем, что время формирования этих слоев приходится на окончание аллювиального цикла и происходит смешивание разновозрастного костного материала за счет выноса из боковых ниш и гротов.

Наряду с костями посткраниального скелета была проанализирована прокрашенность зубов мелких млекопитающих. Как видно из рис. 5, в нижней части раскопа (слои 12–9) преобладает ископаемый материал коричневого цвета. Его доля составляет в среднем более 97%. Светлоокрашенный материал в этих слоях представлен незначительно (не выше 3%). В слоях 7–2 преобладает светлоокрашенный материал, он составляет в среднем более 90%. В слое 8 доли ископаемого материала коричневого и белого цветов примерно равны (55 и 45% соответственно). Таким образом, с увеличением глубины отложений возрастает доля темноокрашенного материала.

Исключением из этой тенденции является слой 6. Для него характерна высокая доля (75%) коричневого материала. Из литологии отложений видно, что это слой рыжих глин в толще зеленовато-серого полимиктового песка. Анализ литологических характеристик отложений в боковых гротах пещеры (Бородин и др., 2000; Бачура, Струкова, 2002) и эволюционного уровня коренных зубов копытного лемминга позволяют считать, что слой 6 сформировался за счет размыва более древних по-здинеоплейстоценовых отложений из дальних или боковых полостей пещеры и их смешивания с формирующими глоценовыми отложениями центрального грота. В целом, тенденция изменения прокрашенности зубов соответствуют таковой для посткраниального скелета.



Рис. 4. Обилие костных остатков позвоночных в отложениях местонахождения Черемухово-1. Для оценки обилия костного материала в слое использовалось количество костных остатков на каждые 10 см слоя в 1 м².

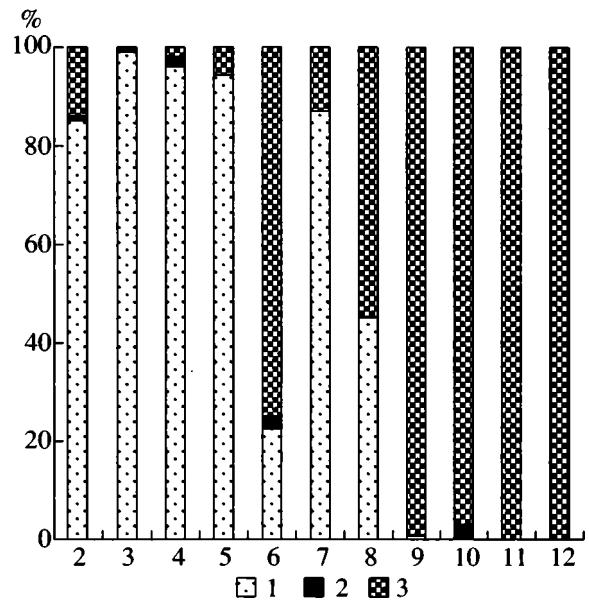


Рис. 5. Прокрашенность одонтологического материала в отложениях Черемухово-1.

2–12 – слои. Типы прокрашенности коренных зубов полевок: 1 – тип I – белые или серо-белые; 2 – тип II – белевые; 3 – тип III – серо-коричневые и коричневые.

ДАТИРОВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ

По геоморфологической позиции (относительная высота поверхности 7–8 м) разрез грота сопоставляется с аллювиальной режевской надпойменной террасой, имеющей возраст второй половины позднего неоплейстоцена невьянский (=брянский = ленинградский) и полярноуральский (осташковский) горизонты (Стратиграфическая схема..., 1997).

По радиоуглеродным датам. Определение абсолютного возраста отложений проводилось по отдельным костям крупных млекопитающих и по посткраниальному скелету хомякообразных (табл. 2). Радиоуглеродные даты, полученные для одного слоя на разном костном материале, близки.

Таблица 2. Радиоуглеродные даты, полученные для отложений раскопа

| Местоположение | Объект | Материал для датировки | Возраст, лет |
|--------------------------------|-------------------------|------------------------|--------------------------|
| Кв. Д/3, слой 5 | Cricetidae | Посткраинальный скелет | 4930 ± 75 (СОАН-5137) |
| Кв. В/4, слой 9 (гор. 28) | Mammuthus primigenius | Бедро | 18 900 ± 320 (СОАН-4531) |
| Кв. В/3, слой 9 (гор. 27) | Cricetidae | Посткраинальный скелет | 27 000 ± 710 (АА-36471) |
| Кв. Д/3, слой 9 | Panthera spelaea | Метаподия | 29 120 ± 230 (ОхА-10894) |
| Кв. Д/3, слой 10 | Coelodonta antiquitatis | Грудной позвонок | 26 480 ± 840 (ОхА-10926) |
| Кв. В/3, слой 10 (гор. 29) | Cricetidae | Посткраинальный скелет | 31 500 ± 1200 (АА-36470) |
| Кв. Г/3, слой 10 (гор. 36) | Coelodonta antiquitatis | Таз | 25 150 ± 500 (СОАН-5302) |
| Кв. Г/3, слой 12 (гор. 53) | Cricetidae | Посткраинальный скелет | 28 520 ± 840 (АА-36469) |
| Кв. Г/3, слой 12 дно (гор. 54) | Cricetidae | Посткраинальный скелет | >34 140 (ГИН-101152) |

Примечание. Кв. – квадрат.

Из спелеогенных образований основания разреза (слой 12) была получена запредельная радиоуглеродная дата – >34 тыс. лет. Серия радиоуглеродных дат для слоев 9–10 укладывается в диапазон 31–26 тыс. лет назад. Этот временной отрезок соответствует брянскому межстадиалу (Арсланов, 1992). Лишь одна дата из шести, полученная по фрагменту бедра *Mammuthus primigenius* из верхней части слоя 9, противоречит остальным – 18 900 ± 320 (СОАН-4531). Она соответствует бологовско-едровской криостадии полярноуральского оледенения. Формально возраст отложений должен быть определен по наиболее поздней дате, т.е. около 19 тыс. лет тому назад. Тогда время формирования слоя 9 приходится на полярноуральское (осташковское) время. Тем не менее, авторы статьи отдают предпочтение серии дат, которые позволяют соотнести слои 9–10 с невьянским (=брянским = ленинградским) временем. Мы не беремся объяснять возможность попадания более молодой кости в нижележащие слои (хотя в пещерных глыбовых завалах это возможно).

Согласно дате, полученной для слоя 5 (4930 ± 75 (СОАН-5137), этот слой и вышележащая толща сформировалась в голоценовый период.

По археологическим находкам. Общее число археологических находок невелико. Всего в отложениях раскопа обнаружен 21 предмет обработанного кремня, причем 20 из них найдены в слое 7, одно – в слое 10. В слое 7 найдены следующие категории инвентаря: осколки, чешуйки, отщепы, пластины и микропластины, ребристая пластинка, изделия с вторичной обработкой. Морфо-технологические характеристики инвентаря позволяют датировать слой 7 финальным палеолитом или мезолитом (ранним голоценом). В слое 10 найден нож, обломанный в виде асимметричного сегмента. Орудие может быть отнесено ко времени 17–20 тыс. лет.

Судя по составу находок и слабой стратиграфической выраженности культурного слоя, памятник можно трактовать как кратковременную охотничью стоянку финального палеолита или мезолита (Бородин и др., 2000).

По видовому составу и морфологическим характеристикам млекопитающих. Имеющиеся работы по поздненеоплейстоценовым и голоценовым млекопитающим Северного Урала и сопредельных территорий (Бачура, Косинцев, 2002; Косинцев, 1996; Смирнов, 1994, 1996 и др.) позволяют использовать видовой состав остатков и морфологические особенности отдельных видов для относительной датировки вмещающих отложений. С этими целями были проанализированы диагностические остатки крупных и мелких млекопитающих из различных слоев (табл. 1).

Видовой состав крупных млекопитающих из слоев 9–12 соответствует поздней стадии верхнепалеолитического фаунистического комплекса. На основании видового состава мелких млекопитающих и эволюционного уровня коренных зубов копытного лемминга (*Dicrostonyx gulielmi*) фауну из этих слоев можно сопоставить с зоной MQR 1 Восточной Европы (Вангенгейм и др., 2001), т.е. не древнее позднего неоплейстоцена.

Видовой состав крупных млекопитающих из слоев 2–7 (табл. 1) соответствует голоценовому фаунистическому комплексу. Слой 3 и вышележащая толща на основании находки кости *Bos taurus* могут быть отнесены к позднему голоцену, поскольку домашние животные известны на данной территории только с этого времени (Бачура, Косинцев, 2001).

Таким образом, в пределах раскопа выделяются две разновозрастные группы отложений. Первая (слои 9–12) сформировалась в брянское время позднего неоплейстоцена, вторая (слои 1–7) – в течение голоцена. Слой 8 содержит небольшое количество костных остатков, что затрудняет его характеристику. По прокрашенности кости из этого слоя представляют собой смесь коричневых и светлоокрашенных экземпляров, что скорее всего связано с переотложением разновозрастного осеологического материала. Это отражается и в фаунистических списках (табл. 2). По видовому составу костных остатков крупных млекопитающих слой 8 тяготеет к голоценовой группе слоев. По ви-

довому составу мелких млекопитающих этот слой характеризуется преобладанием в темноокрашенном материале остатков видов поздненеоплейстоценовой фауны (копытного и сибирского леммингов, узкочерепной полевки), а в светлоокрашенном – голоценовой фауны (лесных полевок).

В разрезе основной части пещеры не удается выделить (по фаунистическим остаткам) отложения конца позднего неоплейстоцена (полярно-уральское оледенение). Отложения этого времени сохранились во внутренних боковых нишах (Бачура, Струкова, 2002; Бородин и др., 2000), которые находятся на высоте 1–2 м над уровнем пола пещеры Черемухово-1. Вероятно, в основной части пещеры рыхлые отложения полярноуральского времени были вымыты в период интенсивного подтопления пещеры рекой.

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

По данным спорово-пыльцевого анализа (опр. Л.А. Пьянковой, УГСЭ), в разрезе четко фиксируются три фазы развития растительности (снизу-вверх, рис. 3):

I фаза – слои 12–8. Криоксерофитная растительность с полынно-разнотравными группировками. Доминирует пыльца травянистых растений (от 67 до 91%), среди которой преобладали ксерофиты (%) – *Artemisia* sp. (от 59 до 84%), *Chenopodiaceae* (6–21%), и мезофиты (%) – *Asteraceae* (3–13), *Caryophyllaceae* (до 10), *Poaceae* (до 8), *Brassicaceae* (до 6), *Ranunculaceae*, *Apiaceae*, *Scrophulariaceae*, *Rosaceae*, *Cyperaceae*, *Polygonaceae* (до 1). Древесные составляют от 9 до 23% и представлены пыльцой *Betula* sp. (8–24%), *Pinus sylvestris* (4–20%), *Picea* sp. (до 4%) и редкимизнаками пыльцы ивы, ольхи и криофильных кустарников – *Betula* s. *nana*, *Alnaster* sp. Среди спор, доля которых колеблется от 1 до 12%, присутствуют папоротниковые – *Polypodiaceae* и единично *Lycopodium* sp., *Sphagnum* sp.

II фаза – слои 7–6. Лугостепная растительность с бересово-сосновыми редколесьями. Характеризуется преобладанием пыльцы травяных (51–59%) и увеличением доли пыльцы древесных растений (до 33–39%). Споровые играют подчиненную роль (1–3%). Среди трав главенствуют полынь – *Artemisia* sp. (до 40%) и мезофиты (до 10%) – *Asteraceae* (до 7), *Poaceae* (1–2), *Rosaceae* (1–2), *Ranunculaceae* (0.7–1.6), *Polygonaceae* (1–2). Древесные представлены бересой (18–22%), сосновой (2–16%) и елью (до 1.6%).

III фаза – слои 5–2. Смешанные леса с господством папоротников в травянистом ярусе. Доминируют пыльца кочедыжниковых – *Polypodiaceae* (до 90%), и *Pinus sylvestris* (до 30%) с участием *Betula* sp., *Picea* sp. (до 2%) и единичной пыльцой трав, спор плаунков и сфагновых мхов. Таким образом, растительные фазы фиксируют изменения фитоценозов от перигляциальных степных (фаза I) к переходным лесостепным (фаза II) и межледниковым лесным (фаза III).

ФАУНА МЛЕКОПИТАЮЩИХ ИЗ ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Из поздненеоплейстоценовых отложений (слои 12–9) определено 23 вида млекопитающих, принадлежащих 7 отрядам (табл. 1).

Отряд *Insectivora* представлен родом *Sorex*, остатки которого встречаются практически во всех слоях раскопа. Отряд *Lagomorpha* представлен двумя видами: *Lepus tanaiticus* и *Ochotona pusilla*. От 12 к 9 слою прослеживается постепенное увеличение количества костей *Lepus tanaiticus* и уменьшение доли *Ochotona pusilla* (с 8% в слое 12 до 0.9% в слое 10 среди мелких млекопитающих). Отряд *Rodentia* представлен 10 видами (табл. 1). Среди остатков полевок преобладает *Dicrostonyx gulielmi*. Доля его остатков в слоях 11–12 составляет 45–49%, а в 9 и 10 она увеличивается до 64–78%. Содоминантом копытного лемминга в фауне является *Microtus gregalis*. Ее доля в слоях 11–12 составляет 35–38%, а 9–10 слоях – 15–20%. Обычным видом в фауне является *Lemmus sibiricus*. В фауне представлены и степные виды, причем в верхней части отложений их видовое богатство выше. В слоях 11–12 найдены остатки *Ochotona pusilla*, в слоях 9–10 – наряду с ней *Lagurus lagurus* (ее доля составляет около 2%), *Cricetus migratorius*, *Spertophilus* sp. и *Marmota baibac*. Одновременное присутствие в фауне степных и тундровых видов позволяет считать ее перигляциальной.

Отряд *Carnivora*. Среди остатков преобладают кости песца (*Alopex lagopus*), в небольшом количестве представлены остатки *Mustela erminea* и *Mustela nivalis*. Доля остатков песца среди хищных млекопитающих выше в слоях 9–10 (85–88%) по сравнению с нижележащими слоями (52–33%). Количество костей куньих (р. *Mustela*), напротив, выше в слоях 11–12, чем в 9 и 10. Из слоя 10 определены 4 кости *Canis lupus*, которые принадлежат одной особи. Из этого же слоя и слоя 9 происходят две кости *Panthera spelaea*. Этот вид вымирает на всем ареале своего распространения в конце позднего неоплейстоцена. Вероятно, на начальном этапе формирования отложений (слои 11–12) пещера чаще посещалась мелкими хищниками (куньи), чем крупными. Данное обстоятельство отразилось на составе и количестве костных остатков мелких и крупных млекопитающих, в частности на доле пищухи (см. выше) в этих слоях. В период формирования слоев 9–10 пещера посещалась в большей степени песцом, волком и пещерным львом. Такие изменения обусловили, вероятно, увеличение доли донского зайца и наличие костей копытных животных.

Отряд *Perissodactyla* представлен двумя видами: *Equus uralensis* и *Coelodonta antiquitatis*. Кости лошади из данных слоев имеют довольно крупные размеры, значения которых лежат в области перекрывания размерных характеристик *Equus latipes* и *Equus uralensis* (Кузьмина, 1997). Для видовой иден-

тификации остатков лошади была использована методика анализа зубов и метаподий В. Айзенманн (Бачура, Подопригора, 2003).

Отряд *Artiodactyla* представлен тремя видами (табл. 1). Наибольшее количество остатков принадлежит *Rangifer tarandus*, *Bison priscus* представлен отдельными фрагментами костей во всех слоях данной толщи, а *Saiga borealis* принадлежит один нижний четвертый предкоренной зуб из слоя 10. В целом, кости копытных в основном приурочены к слоям 9 и 10. Нижележащие слои практически не содержат остатков этих животных. Среди остатков обоих отрядов доминируют кости *Rangifer tarandus* (67%). Характерно также высокое содержание остатков *Equus uralensis* (22%) и *Coelodonta antiquitatis* (8%). Высокий процент остатков северного оленя и лошади свидетельствует о преобладании открытых пространств в период формирования данных слоев. В то же время довольно высокая доля шерстистого носорога указывает на значительное количество кустарниковой растительности, что не противоречит спорово-пыльцевым данным.

ФАУНА МЛЕКОПИТАЮЩИХ ИЗ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Из голоценовых отложений (слои 2–7) определено 28 видов млекопитающих, принадлежащих 6 отрядам (табл. 3). Отряд *Insectivora* в пределах данной группы слоев представлен видом *Talpa europaea* и родом *Sorex*. Остатки отряда *Chiroptera* найдены во всех слоях голоценового возраста. Отряд *Lagomorpha* представлен двумя родами: *Lepus* *Ochotona* sp. Видовая идентификация остатков зайца невозможна ввиду отсутствия костей с видоспецифичными признаками. Количество его остатков занимает доминирующее положение среди всех костей крупных млекопитающих в слоях 6 и 7 и сокращается в вышележащих слоях. Остатки *Ochotona pusilla* единичны и составляют среди мелких млекопитающих не более 0.2%.

Отряд *Rodentia* представлен 14 видами (табл. 1). Доминирующим родом является *Clethrionomys*, доля которого увеличивается от слоя 7 к 2 с 24 до 50%. Следует отметить, что в нижней части голоценовой толщи (слой 7) доминирует *Cl. rufocanus*, в верхней (слой 5–2) – *Cl. rutilus*. Преобладание красно-серой полевки в нижней толще может служить показателем увеличения площади лесов в регионе (Бородин, 1991). Этот вид предпочитает селиться в таежной зоне на заросших и застраивающих каменных россыпях, и поэтому обычно относят к горно-таежным видам. Красно-серая полевка является типичной зеленоядной формой, основными кормами которой служат зеленые части растений и семена трав. Важнейшим кормом для красной полевки являются семена хвойных, она населяет в основном темнохвойные леса (Воронцов, 1967). Содоминантом лесных полевок является *Microtus agrestis*, которая составляет в среднем 32–35%. Это вид

предпочитает селиться в лиственничных моховых и травянистых лесах. Кроме перечисленных выше видов, в слоях 5–2 присутствуют остатки *Sciurus vulgaris*. Единичные фрагменты костей *Castor fiber* найдены с 1 по 7 слои. В 3 и 4 слоях определены отдельные кости *Tamias sibiricus*. Снизу вверх уменьшается доля видов, составляющих ядро поздненеоплейстоценового комплекса (копытного леммига, узкочерепной полевки, степной пеструшки). В слоях 3–4 они составляет всего 6%.

Отряд *Carnivora* отличается очень высоким видовым разнообразием (табл. 1). Остатки *Alopex lagopus* найдены в 5, 6 и 7 слоях. Во всех вышележащих слоях его костей нет. Единичные остатки *Vulpes vulpes* присутствуют почти во всех голоценовых слоях. Начиная со слоя 5 и выше, среди хищников преобладают кости куньих (*Mustelidae*), причем, это в основном, остатки представителей рода *Martes*. Из слоя 5 определена одна кость *Meles meles* и несколько костей *Lutra lutra*. Одна кость *Ursus arctos* найдена в слое 4, а также на поверхности раскопа.

Присутствие костей песца может говорить о наличии на данной территории во время отложения слоев 5–7 открытых пространств, площадь которых была достаточна для обитания данного вида. Вероятно, при формировании слоев 2–5 такие пространства сократились, что вынудило песца отступить в более северные районы. Об увеличении облесенности территории в данный период свидетельствует также и значительное количество видов, связанных в своем существовании с лесной растительностью (*Martes* sp., белка, бурундук).

Отряд *Artiodactyla* представлен тремя видами: *Alces alces*, *Rangifer tarandus* и *Bos taurus*. Преобладают кости северного оленя. Одна кость *Bos taurus* происходит из слоя 3, которая позволяет датировать отложения поздним голоценом.

Видовой состав млекопитающих из слоев 2–7 отличается от предыдущей группы слоев наличием большого количества видов млекопитающих, связанных в своем существовании с лесной растительностью (табл. 1). Количество остатков этих животных увеличивается от слоя 7 к слою 2. Такую же тенденцию имеет рост видового богатства фауны млекопитающих: наибольшее видовое разнообразие костных остатков приходится на слой 5 (табл. 1).

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

В палеогеографическом плане седиментацию образований в гроте Черемухово-1 можно представить следующим образом. В каргинское межледниковые на фоне неотектонического поднятия территории происходит заложение грота под влиянием инфильтрационных и речных вод р. Сосьвы. Формирование слоев 9–12 происходило в условиях периодического подтопления грота в высокие половодья (пойменные фации переслаиваются со спелеогенными образованиями) в период времени с 31 тыс. по 26 тыс. лет назад.

В пределах поздненеоплейстоценовой (брянской) толщи териокомплекс носит перигляциальный характер: как среди крупных, так и среди мелких млекопитающих преобладают тундровые формы и присутствуют степные. Анализ динамики видового состава и долей отдельных видов фауны свидетельствует о том, что тип ландшафта в позднем неоплейстоцене рассматриваемой территории принципиально не изменился, но произошли изменения, проявившиеся в увеличении количества степных видов в фауне млекопитающих в верхних слоях. Брянскому времени соответствует фаза I палинологических спектров, характеризующаяся криоксерофитной растительностью, где древесные формы составляют от 9 до 23%.

В полярноуральское (осташковское) время, судя по материалам из отложений боковых гротов, природные условия принципиально не отличались от предыдущего этапа (Бачура, Струкова, 2002; Бородин, и др., 2000). Это подтверждается данными из других местонахождений Северного Урала (Косинцев, 1996; Смирнов, 1996).

По литологическим и палинологическим данным (фаза II) осадконакопление слоев 6–7 происходило под влиянием речных вод в половодье в климатических условиях, более мягких, с увеличением пыльцы древесных пород (до 39%) в фитоценозах того времени. Они, возможно, соответствуют одной из термофаз завершения полярноуральского оледенения, когда происходило разрушение сообществ перигляциального типа и появление элементов лесной фауны.

Слои 5–2 имеют только спелеогенное происхождение. Они сформировались в течение второй половины голоцена. В это время растительность представлена смешанными лесами с господством папоротников в травянистом ярусе (фаза III). Фауна млекопитающих из этих слоев характеризуется высоким видовым разнообразием и преобладанием видов, связанных в своем существовании с лесной растительностью. В пределах этой толщи отложений наблюдается постепенная деградация поздненеоплейстоценового ядра фауны млекопитающих и формирование ее современного облика в данном регионе.

КОРРЕЛЯЦИИ С ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМИ ДАННЫМИ ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Для детализации Уральской стратиграфической схемы континентальных отложений и корреляции ее с Европейской схемой было проведение сопоставление биостратиграфических данных. Как было показано выше, в местонахождении Черемухово-1 представлены голоценовая и поздненеоплейстоценовая толщи.

Результаты изучения из отложений голоценовой толщи позволяют проследить динамику природных процессов и формирование фаунистических ком-

плексов на Северном Урале от раннего голоцена до современности и соответствуют уже имеющимся данным для этой территории (Смирнов, 1994, 1996, Тетерина, 2002; Тетерина, Улитко, 2002).

Опираясь на серию независимых радиоуглеродных дат, можно утверждать, что поздненеоплейстоценовые отложения (слои 9–12) в местонахождении Черемухово-1 формировались во время невьянского (=брянского) межстадиала. До сих пор для Северного Урала этот период биостратиграфически не был охарактеризован.

Наиболее подробно период брянского межстадиала охарактеризован А.К. Марковой с соавторами (2002) на территории Русской равнины. Показано, что в это время на территории Русской равнины отсутствовали аналоги современных природных зон. Были представлены следующие биogeографические провинции: лесотундра, перигляциальная лесо-тундростепь, перигляциальная лесостепь, перигляциальная степь, южная перигляциальная горная и равнинная лесостепь. Различия между провинциями были сглажены. Реконструируемые ландшафты дают представление об умеренно холодном климате этой эпохи. Для брянского межстадиала также было характерно проникновение степных видов далеко на севере, отсутствие сплошной лесной зоны (Маркова и др., 2002). Следовательно, на территории восточного склона Северного Урала в невьянское время должна быть представлена тундростепь с участками лесной растительности в поймах рек. Наши данные по фауне млекопитающих и растительности из местонахождения Черемухово-1 полностью соответствуют этим реконструкциям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описано новое для восточного склона Северного Урала местонахождение Черемухово-1. Это местонахождение имеет не только новый для Уральского региона тафономический тип, но и фиксирует в геологической летописи этап, ранее не представленный (или не описанный) в поздненеоплейстоценовых отложениях региона. В тафономическом отношении набор и сохранность костных остатков крупных млекопитающих в данном местонахождении типичный для пещерных комплексов. В пределах раскопа на основании радиоизотопных датировок, археологических находок и видового состава млекопитающих выделяется две разновозрастные толщи. Первая (слои 9–12) сформировалась в невьянское (брянское) время позднего неоплейстоцена, вторая (слои 1–7) – в течение голоцена.

В пределах первой толщи выделяются две фазы ее формирования. Начальная фаза (слои 11–12) характеризуется бедным видовым составом, отсутствием видов степных биотопов и остатков копытных животных; содержит значительное количество костей *Ochotona pusilla* и мелких куньих. Заключительная фаза (слои 9–10) включает все отсутствующие

в предыдущей фазе группы животных, количество пищухи и куньих здесь снижается. Среди мелких млекопитающих падает доля *Lemmus sibiricus* и возрастает доля *Dicrostonyx guilielmi*. Среди копытных характерно преобладание *Rangifer tarandus*, значительно также доля *Equus uralensis* и *Coelodonta antiquitatis*.

Вторая толща характеризуется наличием большого количества видов, связанных в своем существовании с лесной растительностью, и высоким видовым разнообразием. В пределах этой толщи отложений наблюдается постепенная деградация поздненеоплейстоценового ядра фауны млекопитающих и формирование ее современного облика в данном регионе.

Исследованное местонахождение может рассматриваться как один из опорных разрезов поздненеоплейстоценовых – голоценовых отложений Северного Урала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты №№ 01-04-96408 и 02-04-49431.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арсланов Х.А. Геохронологическая шкала позднего неоплейстоцена Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 10–19.

Бачура О.П., Косинцев П.А. Крупные млекопитающие восточного склона Сверенного Урала в позднем плеистоцене и голоцене // Уральский Север в панораме тысячелетий: Материалы конф. Североуральск: Север, 2001. С. 63–77.

Бачура О.П., Струкова Т.В. Остатки млекопитающих из местонахождения Черемухово-1 (раскоп 4) // Фауна Урала в плеистоцене и голоцене. Вып. 2. Екатеринбург: Университет, 2002. С. 37–55.

Бачура О.П., Подопригора И.Н. Систематическое положение поздненеоплейстоценовых лошадей (*Equus* (*Equus*) s.l.) Урала // Четвертичная палеозоология на Урале. Екатеринбург: Университет, 2003. С. 221–226.

Бородин А.В. Возможности использования соотношения видов полевок рода *Clethrionomys* Tilesius (1850) при палеофаунистических исследованиях // История современной фауны Южного Урала. Свердловск: УрО РАН, 1991. С. 87–97.

Бородин А.В., Струкова Т.В., Улитко А.И. и др. Черемухово-1 – новый историко-экологический и археологический памятник Северного Урала (местоположение и стратиграфия) // Плеистоценовые и голоценовые фауны Урала. Челябинск: Рифей, 2000. С. 36–58.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 76–88.

Воронцов Н.Н. Эволюция пищеварительной системы грызунов. Новосибирск: Наука, 1967. 235 с.

Косинцев П.А. Fauna крупных млекопитающих Северного Урала в позднем плеистоцене и голоцене // Материалы и исследования по истории современной фауны Урала. Екатеринбург: Екатеринбург, 1996. С. 84–110.

Кузьмина И.Е. Лошади Северной Евразии от плиоцена до современности. СПб.: ЗИН РАН, 1997. 224 с.

Лидер В.А. Четвертичные отложения Урала. М.: Недра, 1976. 143 с.

Маркова А.К. Плеистоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. 186 с.

Маркова А.К., Симакова А.Н., Пузаченко А.Ю., Китайев Л.М. Природа Русской равнины во время брянского потепления (33–24 тыс. лет назад) // Изв. АН. Сер. географ. 2002. № 4. С. 45–57.

Оводов Н.Д. Палеофаунистическое изучение пещер // Общие методы изучения истории современных экосистем. М.: Наука, 1979. С. 102–129.

Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Бородин А.В. Плеистоценовые грызуны севера Западной Сибири. М.: Наука, 1986. 144 с.

Смирнов Н.Г. Грызуны Урала и прилегающих территорий в позднем плеистоцене и голоцене: Автореф. дис. ... докт. биол. наук. Екатеринбург: Институт экологии растений и животных УрО РАН, 1994. 58 с.

Смирнов Н.Г. Разнообразие мелких млекопитающих Северного Урала в позднем плеистоцене и голоцене // Материалы и исследования по истории современной фауны Урала. Екатеринбург: Екатеринбург, 1996. С. 39–83.

Смирнов Н.Г., Кузьмина Е.А., Коурова Т.П. Новые данные о грызунах Северного Урала в позднеледниковые // Биота Приуральской Субарктики в позднем плеистоцене и голоцене. Екатеринбург: Екатеринбург, 1999. С. 68–77.

Степановский В.В. Минеральные спектры тяжелой фракции позднекайнозойских отложений Зауралья // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатые образования. Тюмень: Зап.Сиб. НИГНИ, 1991. С. 97–98.

Стратиграфическая схема Урала (мезозой, кайнозой). Принята IV Уральским межвед. стратиграф. совещ. 20 апреля 1990 г. и утв. межд. стратигр. комитетом России. Екатеринбург: УГСЭ, 1997.

Тетерина А.А. Ископаемые фауны мелких млекопитающих из местонахождений Северного Урала // Фауна Урала в плеистоцене и голоцене. Вып. 2. Екатеринбург: Университет, 2002. С. 111–136.

Тетерина А.А., Улитко А.И. Новые местонахождения позднеплеистоценовых и голоценовых фаун млекопитающих в карстовых полостях на Северном Урале // Фауна Урала в плеистоцене и голоцене. Вып. 2. Екатеринбург: Университет, 2002. С. 155–162.

Рецензент Э.А. Вангенгейм

УДК 551.894:551.35.06 (470.21)

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СРЕДНЕВЮРМСКОЙ (СРЕДНЕВИСКОНСИНСКОЙ) ТРАНСГРЕССИИ МОРЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ГРУЗИИ

© 2006 г. И. П. Микадзе, Ч. П. Джанелидзе

Институт гидрогеологии и инженерной геологии АН Грузии, Тбилиси

Поступила в редакцию 12.05.2004 г.

Ключевые слова. Палеогеография, геохронология, трансгрессия, голоцен, торф, радиоуглерод, корреляция, фауна.

Научный интерес представляет выяснение картины развития средневюрмской трансгрессии в бассейне Черного моря, что достигается на основе анализа стратиграфических и радиохронологических данных по прибрежно-морским отложениям Черноморского побережья Грузии. Палеогеография средневюрмского (средневисконсинского) этапа верхнего плейстоцена стала привлекать особое внимание после разработки и внедрения радиокарбонатного метода определения возраста горных пород. К настоящему моменту, по этому хронологическому отрезку верхнего плейстоцена получено достаточно большое количество радиокарбоновых дат из разных регионов Евразии и Северной Америки (Арсланов и др., 1975; Палеогеография Европы ..., 1982; Серебряный, 1978).

Анализ стратиграфических и геохронологических материалов дает возможность получить достаточно надежную интерпретацию климатических изменений, имевших место в верхнем плейстоцене. Результаты анализа позволяют заключить, что в среднем вюрме оледенение в Северной Америке и Евразии достаточно сильно деградировало. Высказываются предположения о том, что климатические условия в отдельные хронологические интервалы среднего вюрма были сравнимы с современным климатом, или были несколько более холодными.

Деградация оледенения наиболее четко выраживается в интервале времени 30–40 тыс. лет назад. Потепление климата этого времени носило глобальный характер и оно обусловило развитие трансгрессии Мирового океана. Морские и прибрежно-морские отложения этой трансгрессии изучены в прибрежных районах Скандинавского полуострова, Прибалтийских стран, Кольского и Ютландского полуостровов, Азово-Черноморского бассейна, Канаде и др. По некоторым десяткам датировок, полученных радиокарбоновыми и ураново-иониевыми методами, возраст морских отложений среднего вюрма определен именно интервалом времени 30–

40 тыс. лет назад (Арсланов и др., 1975; Палеогеография Европы ..., 1982; Серебряный, 1978).

Предположения о развитии средневюрмской трансгрессии в бассейне Черного моря первыми высказали Г.И. Попов (1955) и Г.И. Горецкий (1970). Этими исследователями в Западном Приманычье и Придонье под горизонтом новоэвксинских отложений была описана толща осадков с фауной средиземноморского типа. Толща подстилалась гирканскими слоями, перекрывающими морские осадки карангатской трансгрессии. Принимая во внимание стратиграфическое положение отмеченной толщи по отношению к новоэвксинским и гирканским отложениям, Г.И. Попов и Г.И. Горецкий пришли к заключению о существовании самостоятельной трансгрессии Черного моря в средневюрмское время (сурожская трансгрессия по Попову, аланская – по Горецкому). Ракушечный материал из толщи сурожских прибрежно-морских осадков, развитых в Керченско-Таманском и Сочинском районах, был продатирован с привлечением радиоуглеродного и ураново-иониевого методов. Было получено до двух десятков датировок в пределах от 29700 до 38700 лет назад (Арсланов и др., 1975).

В результате геологических и геоморфологических исследований, проводившихся нами в 1972–1987 годах в приморской части Черноморского побережья Грузии, был собран богатый материал из буровых скважин. Изучение кернового материала с привлечением литологических, стратиграфических и радиоуглеродных методов позволило пополнить представления по палеогеографии позднего плейстоцена и голоцена Черноморского побережья Грузии. В толще отложений позднего плейстоцена были выделены новые стратиграфические горизонты, отвечающие послекарангатской (предсурожской) и сурожской средневюрмской трансгрессиям (Джанелидзе и др., 1975). Под горизонтом новоэвксинских лагунно-дельтовых осадков было зафиксировано три разновозра-

стных горизонта осадков, объединенных по предшествующим работам в один карангатский горизонт (Лалиев, 1957; Церетели, 1966).

По новым материалам бурения из прибрежной части Колхидской низменности, собственно карангатские слои (песчанистые глины и пески с галькой) содержащие довольно богатую моллюсковую фауну (*Cardium lelule L.*; *Venus gallina*; *Chione gallina* и др.), залегают поверх горизонта узунларских отложений, отделяясь от последних болотными глинами и линзами торфа. В районе устья р. Риони контакт карангатских отложений с узунларскими фиксируется на глубинах 120–140 м ниже уровня моря.

В кровле осадков карангатской трансгрессии с размывом залегают отложения предсурожской регрессии, состоящие из разнозернистых песков, гальки и мелкого галечника. К востоку от береговой линии моря отложения предсурожской регрессии представлены базальным аллювием, выполняющим отчетливо выраженный эрозионный врез на глубине от 80–85 до 90–95 м.

Осадки предсурожской регрессии перекрыты отложениями из пылеватых суглинков и глинистых песков с объединенной фауной средиземноморского типа (*Cardium lelule L.*; *Macra Subtrancata*; *Donax jubianal Andrus* и др.). В толще этих осадков на глубине 62–65 м нами были встречены прослой торфа и болотных глин. Радиоуглеродный возраст торфа, отобранного из двух скважин, пробуренных в районе устья р. Риони с глубины 62–65 м, оказался 31000 ± 330 лет (Тб. 57) и 31300 ± 500 лет (Тб. 65) (Джанелидзе и др., 1975). Эта толща прибрежно-морских осадков по предшествующим работам (Лалиев, 1957; Церетели, 1966) была отнесена к собственно карангатскому горизонту. Между тем, карангатские морские осадки имеют более древний возраст. Ураново-иониевым методом возраст карангатских морских отложений определен интервалом времени между 74000 ± 3000 и 88000 ± 3000 лет назад (Арсланов и др., 1975).

В свете этих данных нам представляется, что в толще прибрежно-морских образований верхнего плейстоцена Колхидской низменности между горизонтами узунларских и новоэвксинских отложений залегает два самостоятельных горизонта трансгрессивных осадков, отчетливо разделенных горизонтом размыва. Верхний горизонт осадков с объединенной морской фауной, ингрессивно залегающий поверх базального аллювия предсурожской регрессии, мы рассматриваем, как образования, отложение которых происходило в средневюрмское время. Образование этого горизонта осадков происходило на фоне развития средневюрмской (сурожской) трансгрессии моря. Это предположение подтверждается радиоуглеродным возрастом торфа, залегающего в толще этих осадков (31000 ± 31300 лет).

Прибрежно-морские отложения сурожской трансгрессии Черного моря изучены так же в

районе полуострова Пицунды (Балабанов и др., 1981). Эти отложения вскрыты рядом скважин на юго-западном побережье полуострова и на подводном склоне береговой зоны моря. В гравийно-галечных отложениях, песках и опесчаненных глинах зафиксирована средиземноморская фауна. Радиоуглеродный возраст раковин был определен в 38 800 лет (ЛУ. 413), а возраст древесины из той же толщи – 33 900 лет (ЛУ. 363).

Таким образом, дальняя возрастная корреляция средневюрмских прибрежно-морских отложений Черноморского побережья Грузии с отложениями сурожской трансгрессии, развитых в Керчинском, Таманском и Сочинском районах (как было отмечено выше, для сурожских осадков, развитых в прибрежной зоне этих районов, получено несколько датировок в пределах 29 700–38 700 лет), подтверждает факт реального существования средневюрмской трансгрессии в бассейне Черного моря. Следует отметить, что палинологический анализ отложений сурожской трансгрессии, залегающих в приморской части Колхидской низменности на глубине 53–74 м (образцы торфа и болотных глин) показал существование, в целом, теплых климатических условий. Пыльцевые спектры этих отложений характеризуются господством пыльцы широколиственных термофильных и мезофильных пород (ольха, бук, дуб, липа, вяз, каштан и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арсланов Х.А., Герасимов С.А., Островский А.Б. О возрасте голоценовых и верхнеплейстоценовых отложений Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманского района // Бюл. комис. по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1975. № 44. 58 с.
- Балабанов И.П., Квирквелия Б.Д., Островский А.Б. Новейшая история формирования инженерно-геологических условий и долгосрочный прогноз развития береговой зоны полуострова Пицунда. Тбилиси: Наука, 1981. С. 54–56.
- Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись Великого Пра-Днепра // М.: Наука, 1970. 125 с.
- Джанелидзе Ч.П., Микадзе И.П. Свидетельства средневюрмской трансгрессии верхнеплейстоценовых отложениях Колхидской низменности // Сообщ. АН Грузии. Наука, 1975. № 2. С. 377–379.
- Лалиев А.Г. К вопросу геотектонической природы и история геологического развития Колхидской низменности // Тр. Геол. ин-та АН Грузии. Геол. серия. 1957. Т. X (XV). С. 99–127.
- Палеогеография Европы за последние 100 тыс. лет. М.: Наука, 1982. С. 11–13.
- Попов Г.И. История Манычского пролива в связи со стратиграфией Черноморских и Каспийских отложений // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. Вып. 2. 89 с.
- Серебряный Л.Р. Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1978, 385 с.
- Церетели Д.В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Наука, 1966. С. 401–431.

Рецензент Ю.А. Лаврушин

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ТОМА 13, 2005 г.

| | | |
|---|---|-------------------|
| <i>Агатова А.Р.</i> Геоморфологическое картирование бассейна реки Чаган-Узун – ключ к реконструкции истории плейстоценовых оледенений Юго-Восточного Алтая | 6 | 101–112 (656–666) |
| <i>Акулов Н.И.</i> Палеогеография и условия накопления каменноугольных отложений на юге Сибирской платформы | 6 | 37–50 (593–605) |
| <i>Аркадьев В.В., Прозоровский В.А., Федорова А.А., Барабошкин Е.Ю.</i> О работе Второго всероссийского совещания “Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии” | 4 | 123–125 (453–455) |
| <i>Артюшкова О.В., Маслов В.А.</i> Стратиграфия “надмукавских” отложений (фаменский ярус, зилаирская свита) на Южном Урале по конодонтам | 2 | 57–73 (170–185) |
| <i>Ахметьев М.А., Вангенгейм Э.А., Гладенков Ю.Б., Горева Н.В., Додонов А.Е., Сергеев М.А., Семихатов В.Н.</i> Стратиграфия в исследованиях Геологического института РАН: некоторые страницы истории, основные научные направления и результаты | 6 | 3–18 (561–574) |
| <i>Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А.</i> Вулканиты в свекофеннидах Приладожья и результаты U-Pb, Pb-Pb датирования пород разного генезиса как основа для корреляции свекофенниковых событий | 2 | 3–18 (119–133) |
| <i>Баренбаум А.А.</i> Ответ на статью Ю.А. Склярова “О галактическом варианте геохронологической шкалы” | 5 | 102–106 (552–555) |
| <i>Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Кирнозова Т.И.</i> Геохронология архея Западной Карелии | 5 | 3–20 (459–475) |
| <i>Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д.</i> Новые данные о возрасте плейстоценовых отложений Центральной Камчатской депрессии | 1 | 106–115 (99–107) |
| <i>Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С.</i> Возраст границ и положение в магнитохронологической шкале руссияния и нижнего виллафранка | 5 | 78–95 (530–546) |
| <i>Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А.</i> Оледенения и межледниковые Восточно-Европейской равнины в раннем и среднем плейстоцене | 2 | 84–102 (195–211) |
| <i>Вишневская В.С., Казинцова Л.И., Копаевич Л.Ф.</i> Радиолярии на рубеже альба и сеномана (на примере Русской платформы) | 4 | 109–122 (438–452) |
| <i>Волынец Е.Б.</i> Апт-сеноманская флора Приморья. Статья 1. Флористические комплексы | 6 | 58–76 (613–631) |
| <i>Гоманьков А.В.</i> Флористические изменения на границе перми и триаса | 2 | 74–83 (186–194) |
| <i>Горохов И.М., Фелицын С.Б., Турченко Т.Л., Мельников Н.Н., Кутявин Э.П.</i> Минералогическое, геохимическое и изотопно-геохронологическое исследование верхневендских аргиллитов Московской синеклизы | 5 | 21–41 (476–494) |
| <i>Грунт Т.А.</i> Глобальная и восточноевропейская ярусные шкалы пермской системы: возможности применения в пределах внутропических зон осадконакопления | 1 | 41–55 (35–48) |
| <i>Дольник Т.А., Анисимова С.А., Мезенцев А.В., Леликова А.А.</i> Первая находка строматолитов в Мамско-Бодайбинской структурно-фацальной зоне Патомского нагорья (Байкальская горная область) | 3 | 118–124 (327–333) |
| <i>Жарков М.А.</i> Эволюция эвапоритов в докембрии в связи с преобразованиями биосферы и химического состава Мирового океана. Статья 1. Эвапориты архея и раннего протерозоя | 2 | 19–29 (134–142) |
| <i>Жаров А.Э., Брагин Н.Ю., Речкин А.Н.</i> Стратиграфия меловых-раннепалеогеновых аккреционных комплексов Тонино-Анивского полуострова, Южный Сахалин | 1 | 87–105 (80–98) |
| <i>Закревская Е.Ю.</i> Стратиграфическое распространение крупных фораминифер в палеогене Северо-Восточного Перитетиса | 1 | 66–86 (59–79) |
| <i>Захаров В.А., Кисумзаде А.А.</i> О бореальном роде <i>Buchia</i> (<i>Bivalvia</i>) в титоне Малого Кавказа | 6 | 51–57 (606–612) |
| <i>Захаров В.А., Рогов М.А.</i> О природе Международной стратиграфической шкалы и волжском ярусе (по поводу статьи В.А. Прозоровского “К проблеме волжского яруса”) | 5 | 96–101 (547–551) |

| | | |
|--|---|-------------------|
| <i>Киричкова А.И., Куликова Н.К.</i> Проблема корреляции континентальных отложений триаса Южной Германии, Тимано-Печорского региона и Восточного Урала | 4 | 86–100 (416–429) |
| <i>Клец Т.В., Курушин Н.И.</i> Раннетриасовые ассоциации конодонтофорид и двустворчатых моллюсков на севере Средней Сибири | 3 | 53–62 (266–275) |
| <i>Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В.</i> Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция | 1 | 3–25 (1–20) |
| <i>Кузнецов В.Г., Антошикина А.И.</i> Поздневизайско-серпуховский этап палеозойского рифообразования | 4 | 61–77 (392–407) |
| <i>Лазарев С.С.</i> Этапность эволюции организмов и природа биостратиграфических границ на примере филогенеза пермских брахиопод трибы <i>Hortidoniini</i> | 5 | 42–50 (495–502) |
| <i>Лаухин С.А., Санько А.Ф., Мотузко А.Н.</i> Находка отложений нижнего плистоцена на юго-западе Восточного Саяна | 1 | 116–123 (108–115) |
| <i>Лебедева Н.К.</i> Биостратиграфия верхнемеловых отложений в бассейне р. Уса (Полярное Предуралье) по диноцистам | 3 | 100–117 (310–326) |
| <i>Митта В.В.</i> Новые данные о возрасте подошвы рязанского яруса | 5 | 51–59 (503–511) |
| <i>Молостовский Э.А.</i> Магнитостратиграфическая корреляция морских и континентальных формаций верхней перми | 1 | 56–65 (49–58) |
| <i>Озген-Эрдем Н., Акязи М., Туноглу К.</i> Мелководные фораминиферы и микрофации в разрезах дания–лютета района Болу (Северо-Западная Турция) | 5 | 60–77 (512–529) |
| <i>Петров П.Ю., Семихатов М.А.</i> Специфика формирования верхнерифейского терригенно-карбонатного строматолитового шельфа: деревнинская свита Туруханского поднятия Сибири и ее аналоги | 3 | 26–52 (242–265) |
| <i>Прозоровский В.А.</i> К проблеме волжского “яруса” | 4 | 101–108 (430–437) |
| <i>Раабен М.Е.</i> Министроматолиты архея и протерозоя: таксономический состав последовательных комплексов | 4 | 35–47 (367–379) |
| <i>Раабен М.Е.</i> О подразделениях верхнего рифея | 2 | 30–46 (143–158) |
| <i>Радзяевичус С., Пашкевичус Й.</i> <i>Pristiograptus</i> (<i>Graptoloidea</i>) из верхневенлокских отложений стран Балтии | 2 | 47–56 (159–169) |
| <i>Садеков А.Ю., Алексеев А.С., Мартинез-Руиз Ф., Иванов М.К., Комас М.</i> Сапропелевидный прослой в четвертичных осадках Западно-Балеарского бассейна (Средиземное море) и условия его формирования по планктонным фораминиферам | 2 | 103–112 (212–220) |
| <i>Синцов А.В.</i> Структурно-вещественные комплексы Байкало-Патомской складчатой дуги и корреляция геологических событий в ее внешней и внутренней зонах | 4 | 48–60 (380–391) |
| <i>Советов Ю.К., Комлев Д.А.</i> Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы | 4 | 3–34 (337–366) |
| <i>Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербеко И.М., Сорокин А.П.</i> $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология и геохимические особенности мезозойских магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) | 3 | 63–78 (276–290) |
| <i>Стефановский В.В., Погодина Н.В.</i> Опорный разрез среднего – верхнего плиоцена Южного Зауралья | 6 | 89–100 (644–655) |
| <i>Филиппова Г.Г.</i> Стратиграфия и флора меловых отложений северной части хребта Пекульней (Чукотка) | 3 | 79–99 (291–309) |
| <i>Хоментовский В.В., Карлова Г.А.</i> Основание томмотского яруса – нижняя граница кембрия Сибири | 1 | 26–40 (21–34) |
| <i>Цой И.Б., Терехов Е.П., Шастина В.В., Горовая М.Т., Можеровский А.В.</i> О возрасте котиковской серии полуострова Терпения (Восточный Сахалин) | 6 | 77–88 (632–643) |
| <i>Чибrikova Е.В., Олли В.А.</i> Верхнедевонские отложения северной части Казахстанского Урала | 6 | 19–36 (575–592) |
| <i>Чумаков Н.М.</i> Причины глобальных климатических изменений по геологическим данным | 3 | 3–25 (221–241) |
| <i>Ярошенко О.П.</i> Палиофлористическая перестройка на границе перми и триаса (на примере палинокомплексов Восточно-Европейской платформы) | 4 | 78–85 (408–415) |
| Кирилла Ивановна Кузнецова (к 75-летию со дня рождения) | 1 | 124 (116) |
| Авторский указатель тома 12, 2004 г. | 1 | 126 (667) |
| Михаил Алексеевич Ахметьев (к 70-летию со дня рождения) | 3 | 125 (334) |
| Иван Иванович Тучков (1914–1985) | 4 | 126 (456) |
| Дагмары Максимилиановны Раузер-Черноусова (к 110-летию со дня рождения) | 5 | 107 (556) |
| Кирилл Владимирович Симаков (1935–2004) | 5 | 110 (558) |

Международная академическая издательская компания (МАИК) "Наука/Интерperiодика" информирует о начале конкурса на лучшие публикации 2005 года в издаваемых ею журналах. Лауреатам конкурса будут присуждены 50 малых премий, 5 – Главных, в том числе 4 по группам наук и 1 за разработку эффективных научных технологий для последующего применения в промышленности.

Приоритетным правом выдвижения кандидатов на премии обладают редколлегии журналов.

Право выдвижения кандидатов на Премии имеют также:

- члены РАН, в том числе иностранные;
- отделение РАН по профилю журнала;
- институт, где работает автор (авторы) публикации.

Премии 2005 года присуждаются авторам наиболее оригинальных работ, опубликованных в 2005 году, или цикла работ, впервые опубликованных в журналах за последние три года, включая год, за который присуждаются Премии.

На кандидатов оформляются следующие документы:

1. Представление-обоснование рекомендующих (на одной странице, с подписью рекомендующих)
2. Отзыв или отзывы
3. Публикация или публикации (оттиски или копии статей)

В прилагаемых документах должны быть четко указаны фамилии, имена и отчества каждого автора. Количество авторов в публикации (цикле работ), выдвигаемой на соискание премий, не должно превышать 7(10) человек соответственно.

Эти материалы принимаются подкомиссиями по научным направлениям до **15 апреля 2006 года**.

Материалы, поступившие позднее указанного срока, не рассматриваются, дополнительные материалы не принимаются. После указанного срока не допускается замена представленных материалов и изменение состава участников.

Более подробно об условиях конкурса вы можете узнать у секретарей подкомиссий по научным направлениям и на сайте МАИК "Наука/Интерperiодика": <http://www.maik.ru>.

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- | | |
|---|---|
| Автоматика и телемеханика* | Научная книга |
| Агрохимия | Научное приборостроение |
| Азия и Африка сегодня | Нейрохимия |
| Акустический журнал* | Неорганические материалы* |
| Алгебра и анализ | Нефтехимия* |
| Астрономический вестник* | Новая и новейшая история |
| Астрономический журнал* | Общественные науки и современность |
| Биологические мембранны | Общество и экономика |
| Биология внутренних вод | Океанология* |
| Биология моря* | Онтогенез* |
| Биоорганическая химия* | Оптика и спектроскопия* |
| Биофизика* | Отечественная история |
| Биохимия* | Палеонтологический журнал* |
| Ботанический журнал | Паразитология |
| Вестник РАН* | Петрология* |
| Вестник древней истории | Письма в Астрономический журнал* |
| Водные ресурсы* | Письма в Журнал технической физики* |
| Вопросы истории естествознания и техники | Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики* |
| Вопросы ихтиологии* | Поверхность |
| Вопросы философии | Почвоведение* |
| Вопросы языкознания | Приборы и техника эксперимента* |
| Восток | Прикладная биохимия и микробиология* |
| Вулканология и сейсмология | Прикладная математика и механика |
| Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)* | Природа |
| Генетика* | Проблемы Дальнего Востока |
| Геология рудных месторождений* | Проблемы машиностроения и надежности машин |
| Геомагнетизм и аэрономия* | Проблемы передачи информации* |
| Геоморфология | Программирование* |
| Геотектоника* | Психологический журнал |
| Геохимия* | Радиационная биология. Радиоэкология |
| Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология | Радиотехника и электроника* |
| Государство и право | Радиохимия* |
| Дефектоскопия* | Расплавы |
| Дискретная математика | Растительные ресурсы |
| Дифференциальные уравнения* | Российская археология |
| Доклады Академии наук* | Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова |
| Журнал аналитической химии* | Русская литература |
| Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова | Русская речь |
| Журнал вычислительной математики и математической физики* | Сенсорные системы |
| Журнал неорганической химии* | Славяноведение |
| Журнал общей биологии | Социологические исследования |
| Журнал общей химии* | Стратиграфия. Геологическая корреляция* |
| Журнал органической химии* | США. Канада. Экономика - политика - культура |
| Журнал прикладной химии* | Теоретическая и математическая физика |
| Журнал технической физики* | Теоретические основы химической технологии* |
| Журнал физической химии* | Теория вероятностей и ее применение |
| Журнал эволюционной биохимии и физиологии* | Теплофизика высоких температур* |
| Журнал экспериментальной и теоретической физики* | Труды Математического института имени В.А. Стеклова* |
| Записки Российской минералогического общества | Успехи математических наук |
| Защита металлов* | Успехи современной биологии |
| Земля и Вселенная | Успехи физиологических наук |
| Зоологический журнал | Физика Земли* |
| Известия АН. Механика жидкости и газа | Физика и техника полупроводников* |
| Известия АН. Механика твердого тела | Физика и химия стекла* |
| Известия АН. Серия биологическая* | Физика металлов и металловедение* |
| Известия АН. Серия географическая | Физика плазмы* |
| Известия АН. Серия литературы и языка | Физика твердого тела* |
| Известия АН. Серия математическая | Физиология растений* |
| Известия АН. Серия физическая | Физиология человека* |
| Известия АН. Теория и системы управления* | Функциональный анализ и его применение |
| Известия АН. Физика атмосферы и океана* | Химическая физика |
| Известия АН. Энергетика | Химия высоких энергий* |
| Известия русского географического общества | Химия твердого топлива |
| Исследование Земли из космоса | Цитология |
| Кинетика и катализ* | Человек |
| Коллоидный журнал* | Экология* |
| Координационная химия* | Экономика и математические методы |
| Космические исследования* | Электрохимия* |
| Кристаллография* | Энергия, экономика, техника, экология |
| Латинская Америка | Этнографическое обозрение |
| Лесоведение | Этнотологическое обозрение* |
| Литология и полезные ископаемые* | Ядерная физика* |
| Математические заметки | |
| Математический сборник | |
| Математическое моделирование | |
| Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО) | |
| Микология и фитопатология | |
| Микробиология* | |
| Микроэлектроника* | |
| Мировая экономика и международные отношения | |
| Молекулярная биология* | |
| Наука в России | |

* Журнал издается МАИК "Наука/Интерperiодика" на английском языке