

Я love братчеку

ISSN 0869-592X

Том 14, Номер 2

Март - Апрель 2006



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



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



“НАУКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 14 № 2 2006 Март–Апрель

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 2, 2006

Корреляция эндогенных событий и вариаций климата в позднем кайнозое Центральной Азии

В. В. Ярмолюк, М. И. Кузьмин

3

Долговременные вариации состава верхней коры по геохимическим особенностям глинистых пород позднего докембрая западного склона Южного Урала и Учуро-Майского региона

А. В. Маслов, В. Н. Подковыров, Ю. Л. Ронкин, М. Т. Крупенин, Э. З. Гареев, В. М. Горожанин

26

Размерность столбчатых строматолитов как результат эволюции строматолитовых экосистем

М. Е. Раабен

52

Роудский ярус перми и проблемы его глобальной корреляции

Э. Я. Левен, М. Ф. Богословская

67

Разнообразие и этапность развития конодонтофорид и двустворчатых моллюсков в триасовых морях Сибири и Дальнего Востока

Т. В. Клец

79

Новые данные по биостратиграфии и аммонитам верхнего кимериджа и титона Восточного Крыма

В. В. Аркадьев, М. А. Рогов

90

Апт-сеноманская флора Приморья. Статья 2. Корреляция флористических комплексов

Е. Б. Волынец

105

К вопросу о стратиграфическом положении границы олигоцена и миоцена на Северном Кавказе (в защиту кавказского регионаряса)

Е. В. Белуженко, Е. И. Коваленко

117

Персоналии

Памяти Кириллы Ивановны Кузнецовой (1929–2005)

125

Евгений Викторович Девяткин (1932–2004)

127

Contents

Vol. 14, No. 2, 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.

Correlation of the Late Cenozoic Endogenic Events and Climatic Variations

V. V. Yarmolyuk and M. I. Kuzmin

3

Secular Variations of the Upper Crust Composition:

Implication of Geochemical Data on the Upper Precambrian Shales
from the Southern Urals Western Flank and Uchur–Maya Region

*A. V. Maslov, V. N. Podkrov'yrov, Yu. L. Ronkin, M. T. Krupenin,
E. Z. Gareev and V. M. Gorozhanin*

26

Dimensional Parameters of Columnar Stromatolites as a Result of Stromatolite Ecosystem Evolution

M. E. Raaben

52

The Roadian Stage of the Permian and Problems of Its Global Correlation

E. Ya. Leven and M. F. Bogoslovskaya

67

Diversity and Stages in Evolution of Conodontophorids and Bivalve Molluscs in Triassic Seas of Siberia and the Far East

T. V. Klets

79

New Data on Upper Kimmeridgian–Tithonian Biostratigraphy and Ammonites of the Eastern Crimea

V. V. Arkad'ev and M. A. Rogov

90

The Aptian–Cenomanian Flora of Primor'e, Part 2: Correlation of Floral Assemblages

E. B. Volynets

105

To the Problem of the Oligocene–Miocene Boundary Position in the Northern Caucasus (in Support of the Caucasian Regional Stage)

E. V. Beluzhenko and E. I. Kovalenko

117

Personality

In Commemoration of Kirilla Ivanovna Kuznetsova (1929–2005)

125

Evgenii Viktorovich Devyatkin (1932–2004)

127

ПОПРАВКА

В статье В.Г. Кузнецова, А.И. Антошкой "Поздневизейско-серпуховский
этап палеозойского рифообразования", опубликованной в номере 4, т. 13,
2005 г., допущена ошибка. Рис. 2 и 4 следует поменять местами. Объяснения
к ним остаются на прежних местах.

УДК 551.56/58:551.77(51)

КОРРЕЛЯЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ СОБЫТИЙ И ВАРИАЦИЙ КЛИМАТА В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

© 2006 г. В. В. Ярмолюк*, М. И. Кузьмин**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

**Институт геохимии СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию 14.03.05 г., получена после доработки 01.06.2005 г.

Направленность изменения климата в геологической истории Земли определялась постепенным снижением температуры поверхности планеты. Существенные отклонения от этого тренда были связаны с преобладающим типом вулканизма: в сторону похолодания и установления ледниковых эпох – с ведущей ролью эксплозивного вулканизма конвергентных границ литосферных плит, в сторону усиления парникового эффекта и глобального потепления – с доминированием внутриплитного вулканизма. В эпохи похолодания важную роль в вариациях климата играли также процессы горообразования. Наконец, наиболее частую и регулярную периодичность в вариациях климата определяют особенности положения Земли на солнечной орбите (циклы Миланковича).

Вариации холодного климата в позднем кайнозое Земли были связаны с горообразованием, связанным с коллизией Индо-Азиатской и Северо-Азиатской литосферных плит. Первое глубокое похолодание Северного полушария (2.8–2.5 млн. лет назад) совпало со временем быстрого роста гор по всей территории коллизионного пояса. В Южной Азии оформилось Тибетское плато. В пределах Центральной Азии на рубеже 3 млн. лет назад возникла крупная (>1.5 млн. км 2) Хангай-Алтае-Саянская горная страна. Совокупный размер области новейшего горообразования в Центральной и Южной Азии составил более 9 млн. км 2 . Рост гор сопровождался вулканической активностью внутриплитного типа, свидетельствующей об участии подлитосферной мантии в процессах горообразования.

На протяжении последних 1.8 млн. лет климат в Центральной Азии был пограничным между ледниковым и межледниковым его состояниями. Вариации климата изменялись согласно циклам Миланковича. Установлено соответствие между возрастом климатических событий байкальской осадочной записи и геохронологическим возрастом межледниковых и ледниковых этапов, реконструированных по лавовым образованиям Восточного Саяна. Лавы, сформировавшиеся в холодные периоды, несут признаки внутриледниковых излияний, поэтому предполагается, что все эпохи похолодания, зафиксированные в Байкальской палеоклиматической записи после 1.8 млн. лет, сопровождались горными оледенениями с мощностью ледникового панциря до 3 км при площади ледников до 100000 км 2 . Только в эпоху Брюнес было не менее восьми оледенений. Выявлена связь между эндогенными (вулканизм и горообразование) и экзогенными (формирование ледников) процессами на протяжении последних 3 млн. лет. Ею обусловлена осциллирующая литосферная нагрузка на астеносферу в результате периодического возникновения и исчезновения мощных покровных ледников, которая провоцировала периодические процессы магмогенерации в краевых участках вулканических областей.

Ключевые слова. Климат, горообразование, новейший вулканизм, К-Аг датирование, Индо-Азиатская коллизия.

ВВЕДЕНИЕ

В конце позднего кайнозоя в Центральной Азии произошел ряд событий, существенно преобразивших лик и природные условия этой части континента. Начиная со второй половины плиоцена, здесь стали формироваться горные системы, активизировалась вулканическая и сейсмическая деятельность. Эти процессы сопровождались изменениями климата, выразившимися в общем похолодании и приведшими к череде сменяющихся эпох оледенения и межледниковых. Совместное проявление эндогенных и экзогенных (климатических) событий невольно наталки-

вает на мысль об их взаимосвязи. Но для того, чтобы принять подобные представления, необходимо прежде всего убедиться, действительно ли эти события были синхронизированы, и не является ли наблюдаемая согласованность мнимой. Только после этого можно задаться вопросом о причинах, определивших взаимосвязь эндогенных и экзогенных процессов. В статье эти проблемы решаются на основе корреляции проявления указанных процессов в пределах Прибайкалья, а также Восточно-Саянской и Хангайской горных областей. В основу выполненных нами сопоставлений были положены такие независи-

мые между собой группы данных как: а) оценки возраста палеоклиматических событий в регионе (по материалам изучения керна осадков оз. Байкал), б) геохронологические данные о времени проявления разнотипного, в том числе внутриледникового, вулканизма в пределах этих горных областей, в) сведения о возрасте формирования рельефа, полученные при анализе времени и условий проявления долинных излияний. Для обоснования выводов о взаимосвязи эндогенных и климатических процессов в кайнозое были также привлечены данные о том, какие геологические факторы определяли вариации климата в геологической истории Земли.

ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В истории Земли выделяется три крупных климатических этапа (Климат в эпохи..., 2004). Первый, продолжающийся большую часть архея, характеризовался отсутствием ледников. Во время второго, охватывающего поздний архей, ранний протерозой, ранний и средний рифей, отмечались эпизодические оледенения. Третий этап, продолжающийся от позднего рифея до настоящего времени, характеризуется эпохами периодических похолоданий с появлением на полюсах ледяных шапок, которые накапливались в позднем рифее, венде, позднем ордовике, среднем карбоне – перми и позднем кайнозое. Эти этапы отражают главную тенденцию изменения климата на Земле, отвечающую постепенному охлаждению поверхности нашей планеты. Как отмечает Н.М. Чумаков (Климат в эпохи..., 2004), похолодание отражает медленное сокращение теплового баланса поверхности планеты. Главной причиной этого было, по-видимому, уменьшение плотности атмосферы, сопровождавшееся снижением содержания в ней парниковых газов. Это могло быть вызвано ослаблением процессов эндогенной дегазации и усилением процессов поглощения CO_2 при образовании и захоронении карбонатов и других углеродсодержащих отложений.

Особо следует рассмотреть климатические вариации третьего этапа, определяющего климат нашего времени. Ряд геологических процессов определяет крупномасштабные изменения климата в этот период. Во-первых, корреляция между вариациями климата и преобладающим типом вулканизма на планете позволяют связать самые значительные похолодания с усилением эксплозивного вулканизма, ассоциирующегося с вулканическими поясами конвергентных границ литосферных плит (островными дугами и активными континентальными окраинами). В противофазе к этому вулканизму действовали проявления внутриплитного магматизма (Добрецов, 1997), совпадавшие с периодами потепления. Во-вторых, важ-

ным фактором изменения климата на планете является относительное положение континентов (Хайн, 2003), определявшее характер глобальной океанической и атмосферной циркуляции. Так, наличие оледенений способствовали компактное расположение материков (эпохи существования суперконтинентов), причем в основном в высоких широтах, а также образование на континентах крупных горных систем. Напротив, время деструкции позднепалеозойской Пангеи, растянувшееся на всю мезозойскую эру, привело к образованию многочисленных континентов, изменивших глобальный рисунок океанических и атмосферных течений, которые, в конечном итоге, способствовали сохранению на Земле теплого климата.

В-третьих, изменения климата связаны с положением Земли на солнечной орбите (циклы Миланковича). Эти климатические изменения связаны с вариациями таких параметров вращения Земли как эксцентриситет, наклон земной оси и прохождение перигелия, которые влияют на суммарную инсоляцию и ее распределение по широтам. В целом, суммарный эффект этих факторов является незначительным, однако в эпохи похолодания, в одну из которых мы сейчас живем, даже этого вклада достаточно, чтобы вызвать изменения в климате планеты. Периодические изменения этих параметров определяют в течение нескольких миллионов лет смену ледниковых и межледниковых периодов.

Несколько подробнее остановимся на анализе причин, определивших изменения климата в последние 250 млн. лет, начиная с рубежа перми и триаса, когда Земля вступила в теплую безледниковую эпоху (Чумаков, 2001; Добрецов, 2004). Главными геологическими событиями этой эпохи стали многочисленные проявления крупномасштабной внутриплитной магматической активности и связанный с этой активностью распад Пангеи. На рис. 1 представлены наиболее крупные лавовые поля, сформированные в это время. Начало эпохи зафиксировано образованием трапповых провинций Эмейшань (259 млн. лет) и Сибирской (248 млн. лет), а также океанического лавового плато Врангелина (225 млн. лет), фрагменты которого установлены в составе офиолитовых комплексов Северо-Американских Кордильер (Condie, 2001). Расцвет внутриплитной деятельности пришелся на юрский и меловой периоды, в течение которых произошло образование таких крупнейших внутриконтинентальных трапповых провинций, как (в скобках возраст в млн. лет): Центрально-Атлантическая (200), Карру-Феррара (183), Парана – Этендека (132), Мадагаскара (88), Декана (66), Северо-Атлантическая (62–56), становление некоторых из них сопровождало распад Пангеи и было связано с образованием новых литосферных границ (Condie, 2001). Наряду с внутриконтинентальными излияниями в океани-

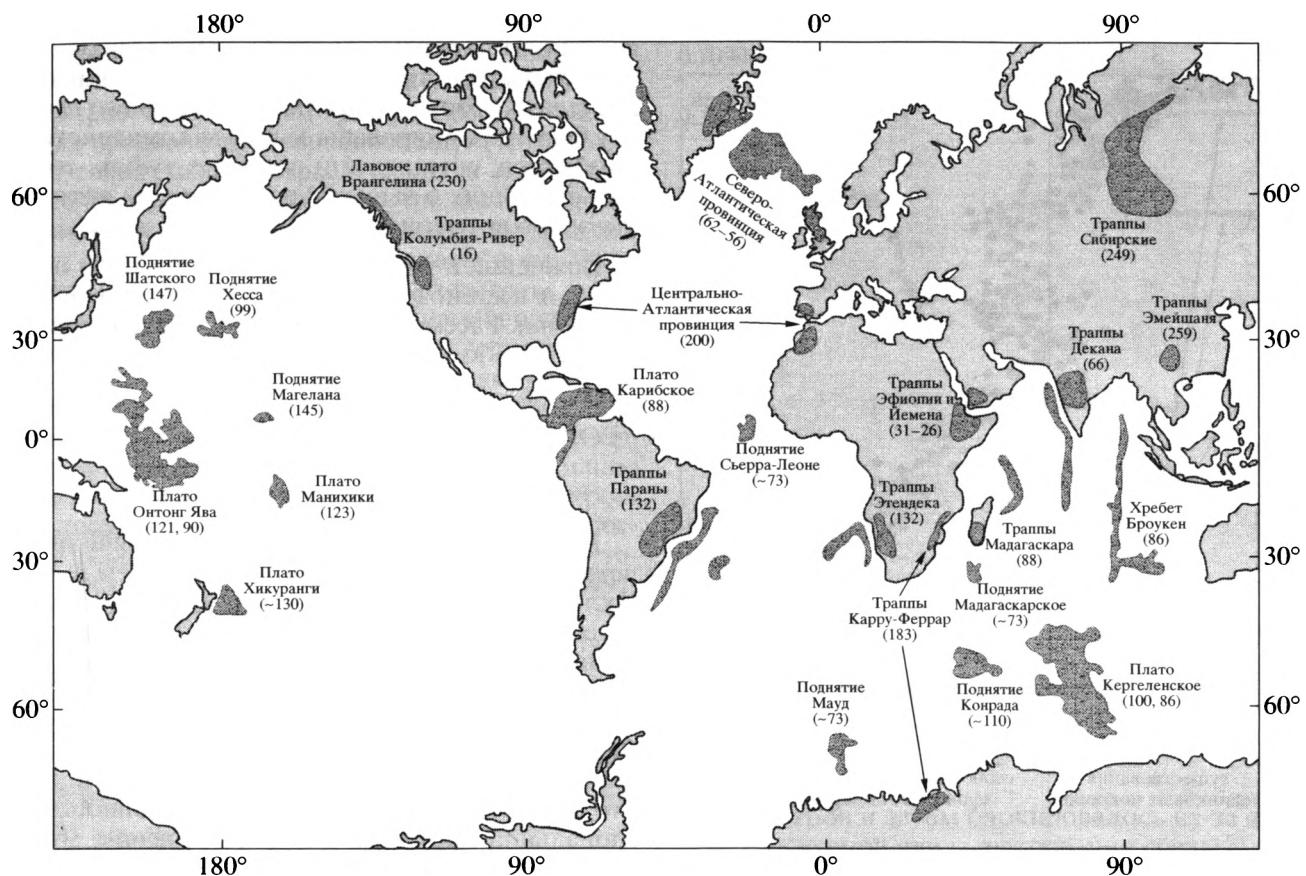


Рис. 1. Схема распространения крупных провинций базальтового внутриплитного магматизма (large igneous provinces), сформированных в последние 260 млн. лет геологической истории. Цифры в скобках – возраст образования в млн. лет. Как следует из анализа схемы, преобладающая часть провинций возникла между 250 и 60 млн. лет.

ческом секторе Земли в это время сформировались крупнейшие лавовые плато, такие как Онтонг-Ява, Кергеленское, Карибское и др., для которых объемы вулканических пород оцениваются десятками миллионов кубических километров (Condie, 2001). Образование этих плато сопровождалось поступлением в атмосферу вулканических газов, прежде всего CO_2 , но кроме того, тепловое воздействие этих излияний способствовало разрушению органического вещества осадочных толщ и, в частности, залежей газогидратов, что повлекло за собой увеличение концентрации парниковых газов в атмосфере и сокращение потерь тепла поверхностью планеты. Разрушение Пангеи повлекло за собой коренную перестройку систем океанических течений и атмосферной циркуляции, что способствовало интенсивному обмену теплом между низкими и высокими широтами и уменьшению контрастности в распределении температур по поверхности Земли.

Внутриплитная активность заметно ослабела в кайнозое и на протяжении последних 50 млн. лет произошло образование лишь двух крупных внутриконтинентальных лавовых провинций: Эфио-

пии – Йемена (31–26 млн. лет) и Колумбии – Ривер (16 млн. лет), тогда как в океаническом секторе крупных лавовых плато не возникло. В это же время, особенно во вторую половину кайнозоя, активизировался магматизм конвергентных границ и произошли крупные коллизионные события, приведшие, в частности, к формированию альпийско-гималайского коллизионного складчатого пояса. Эти эндогенные процессы сопровождались изменениями климата, выразившимися, в первую очередь, в постепенном снижении средних температур в поверхностных оболочках Земли.

На графике, иллюстрирующем распределение изотопов кислорода в бентосных фораминиферах (рис. 2) за последние 70 млн. лет, хорошо выделяются три эпизода резкого похолодания, усиливающих эту тенденцию, с возрастом: 1) 36 млн. лет, 2) 15 млн. лет, 3) около 4 млн. лет назад.

Первый эпизод похолодания проявился в связи с формированием Циркум-Атлантического течения, возникшего благодаря отделению от Антарктиды Индии (80 млн. лет назад) и Австралии (53 млн. лет назад) и образованию Южно-Антильской котловины (38 млн. лет назад) между Антарк-

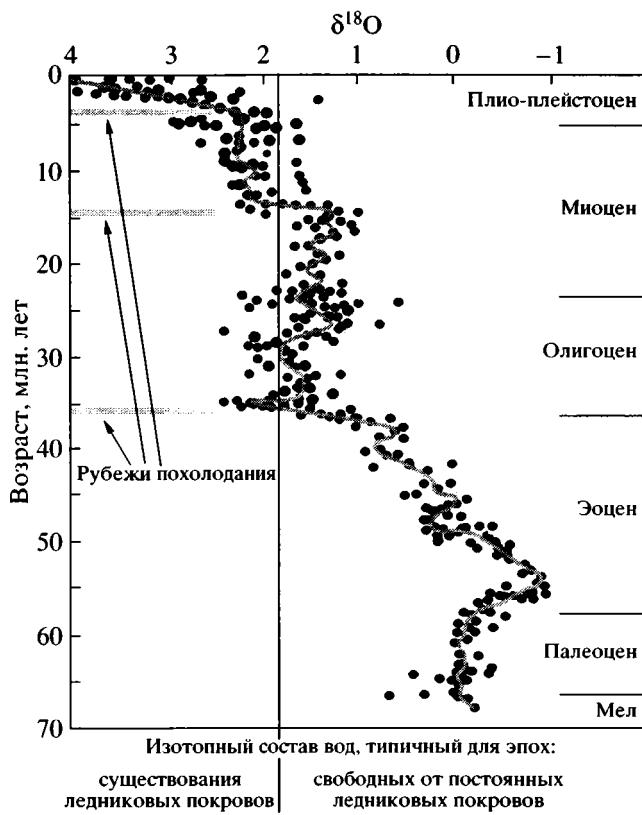


Рис. 2. График изменения изотопного состава кислорода в бентосных фораминиферах Атлантики за последние 70 млн. лет, по (Raymo, Ruddiman, 1992). Отмечаются резкие скачки изотопного состава, отвечающие похолоданию на рубежах 36, 15 и <5 млн. лет. Точки отвечают составу конкретных проб.

тидой и Южной Америкой (Зоненшайн, Савостин, 1979). Несомненно, что его формированию способствовала также коллизия Индостанского и Северо-Азиатского континентов (40 млн. лет назад), которая существенно осложнила широтную циркуляцию океанических вод вдоль Палео-Тетиса. В результате этих процессов возросло поступление влаги в Антарктиду, что привело к формированию ледников в его пределах.

Во время второго эпизода похолодания произошло увеличение льда в Антарктиде и возникли первые ледники в Арктике (Raymo, Ruddiman, 1992). Предполагается, что похолодание было спровоцировано изменениями в расположении континентов и их рельефа (Hay, 1992). Конкретно указывается на образование в это время горных поднятий Южной Азии, на образование Центрально-Американского перешейка, закрытие Палео-Тетиса и на углубление Датского пролива. Все это вызвало усиление деятельности Гольфстрима, приток глубинных вод из Норвежско-Гренландского моря, увеличение влажности в умеренных широтах и т.д. Существенную роль в

изменении климата сыграла также вулканическая активность, в первую очередь, циркумтихоокеанской системы островных дуг и активных окраин, в пределах которых на протяжении позднего кайнозоя были сформированы мощные комплексы игнимбритов, спекшихся и обычных туфов, свидетельствующих о высокой эксплозивной активности этого времени.

Важнейшей причиной скачкообразного похолодания в кайнозое стало горообразование в Южной Азии. Рассмотрим влияние этого фактора на климат особо.

РОЛЬ ГОРНЫХ СИСТЕМ ЮЖНОЙ АЗИИ В ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ

Исследования последних 15 лет выявили отчетливую связь между горообразованием в Азии и климатом позднего кайнозоя. Многие исследователи обращают внимание, прежде всего, на горные системы Гималаев и Тибета, являющиеся важнейшими топографическими единицами Земли. Как отмечают М. Раймо и В. Рудиман (Raymo, Ruddiman, 1992), Тибетское плато так высоко и широко (высота ~5 км, площадь – 4.7 млн. км²), что оно определяет не только интенсивность региональной циркуляции и формирование муссонов, но и атмосферную циркуляцию на всей Земной сфере. С этим заключением солидарно мнение Н.Л. Добрецова (2004), согласно которому рост высоких гор Азии привел к перестройке атмосферной циркуляции, породившей “завихрение” в виде арктического вихря, монгольского антициклона, тихоокеанских тайфунов.

В истории формирования Тибета выделяются три этапа (Tapponier et al., 2001; Spicer et al., 2003), которые, в целом, согласуются с отмеченными выше климатическими переломами в кайнозое. Так, к эоцену относится формирование южной части плато, центральная часть возникла в позднем олигоцене–раннем миоцене и северная часть – в плио-плейстоцене. Более строгие оценки возраста образования этих сегментов были получены на основе изучения изотопии кислорода палеовод региона (Rowley et al., 2001), ископаемых растительных ассоциаций (Spicer et al., 2003) и магнитостратиграфии (Qiang et al., 2001). Результаты этих работ показали, что 15 млн. лет назад высота поверхности южного сегмента Тибетского плато уже была такой же, как и в настоящее время (Spicer et al., 2003), и что, по крайней мере, с 10 млн. лет Гималаи существовали в виде высокоподнятой горной системы (Rowley et al., 2001).

В соответствии с данными о составе и строении лесовых отложений подъем северной части Тибета фиксируется, начиная с 3.5 млн. лет (Qiang et al., 2001), и, по-видимому, здесь плато достигло

современной высоты к рубежу 2.6 млн. лет, когда завершилось формирование близкой к современной системы атмосферной циркуляции. К таким же возрастным оценкам пришел Е.В. Артюшков (1998), проанализировавший большую группу геологических, палеогеографических и палеоботанических данных. Более того, он заключил, что резкие изменения палеосреды около 3.4 млн. лет назад охватили все Тибетское плато, а к рубежу 2.5 млн. лет назад плато достигло высоты около 2000 м, что и явилось причиной изменения атмосферной циркуляции. Этапы роста горной системы зафиксированы не только в структуре и составе лессовых отложений (Додонов, 2002), но также в составе континентальной молассы, озерных и флювиальных образований по обрамлению Тибетского плато. Возрастные изменения строения последних хорошо согласуются с особенностями зависящих от температуры вариаций состава морской воды (Edmonds, 1992; Raymo, 1991; Richter et al., 1992) и климата (Kutzbach et al., 1993; Molnar et al., 1993) и, таким образом, позволяют говорить о согласованности в проявлении горообразовательных (в Тибете) процессов с изменениями климата не только в региональном, но и глобальном масштабе, что связано с изменением атмосферной циркуляции в масштабах всей планеты.

Однако моделирование изменений климата Земли (Raymo, Ruddiman, 1992) показало, что нарушение воздушной циркуляции недостаточно для объяснения похолодания, начавшегося еще в эоцене. Ведь в течение всего мезозоя, вплоть до 65 млн. лет, средняя температура была на 20–25° выше, чем современная (Добрецов, 2004). Даже в олигоцене (~35 млн. лет тому назад) температура глубинной океанической воды была на 12°C выше, чем в настоящее время (Raymo, Ruddiman, 1992). Теплый влажный климат обусловил широкое распространение меловых и палеогеновых кор выветривания в большинстве регионов мира, в том числе и Прибайкалье, и огромное количество карбонатных пород, сформированных в меловой период, что однозначно указывают на высокое содержание CO_2 в атмосфере Земли. Очевидно высокое содержание CO_2 в атмосфере вызвало парниковый эффект и определило теплый климат планеты. Похолодание Земли могло наступить при удалении CO_2 из атмосферы прежде всего за счет усиления процессов химического выветривания. В частности, взаимодействие силикатов с CO_2 по реакции типа $\text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$ (Raymo, Ruddiman, 1992) ведет к поглощению CO_2 поверхностным слоем Земли, и соответственно, сокращает его содержание в атмосфере. Однако при выровненном рельефе, который преобладал в большинстве регионов Земли в меловой и палеогеновый периоды, выветривание охватывало только верхние десятки, редко

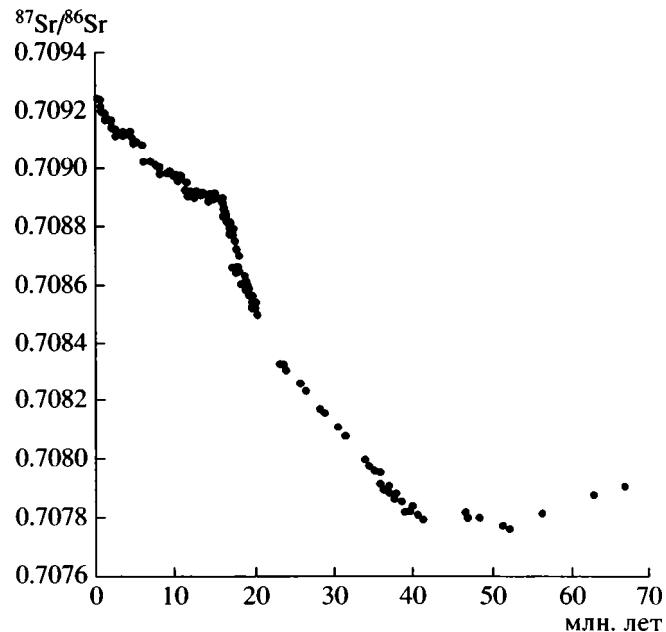


Рис. 3. Изменения изотопного состава Sr в морской воде за последние 70 млн. лет, по (Raymo, Ruddiman, 1992).

сотни метров и затем блокировалось из-за отсутствия доступной для выветривания среды.

Орогенические движения, благодаря которым на поверхность было выведено большое количество коренных пород, стали тем геологическим процессом, который способствовал увеличению объемов химического выветривания, в том числе за счет резко усилившихся явлений эрозии пород, подвергшихся такому выветриванию. Свидетельством такой, по терминологии (Raymo, Ruddiman, 1992), химической эрозии стало резкое изменение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных отложениях, которое произошло около 40 млн. лет назад и привело к последующему его постоянному росту (рис. 3). Но рост этого отношения возможен только в случае увеличения вклада продуктов размыва континентальной коры, характеризующейся более высокими величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по сравнению с ювенильным (базальты океанического дна) источником стронция в морской воде. Несомненно, что важную роль в этом процессе сыграло образование Тибетско-Гималайской горной системы, которая, несмотря на то, что составляет около 4.2% площади Земной сушки, тем не менее, поставляет в океан 25% всех растворимых солей, выносимых реками.

Итак, роль Тибетско-Гималайской горной системы в формировании климата позднего кайнозоя обоснована достаточно убедительно и связана не только с изменением атмосферной циркуляции, а также с выводом на поверхность огромной массы кристаллических пород и резким возраста-

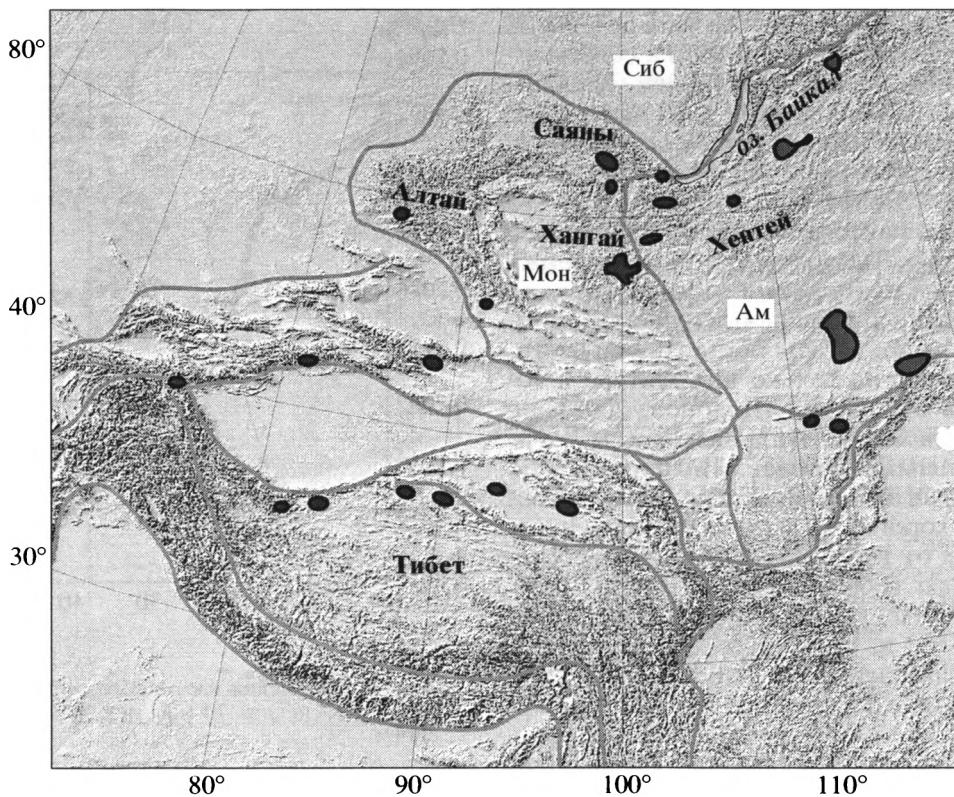


Рис. 4. Схема распределения горных систем в Центральной и Южной Азии. Черными полями показаны области проявления плиоцен-голоценового вулканализма. Линиями выделены границы микроплит, возникших в результате Индо-Евразийской коллизии по (Зоненшайн, Савостин, 1979). Микроплиты: Сиб – Сибирская, Ам – Амурская, Мон – Монгольская.

нием процессов химической эрозии. Однако в этих построениях совершенно не учитываются другие горные системы Азии, совокупные размеры которых приближаются к размерам Тибетского плато и влияние которых на климатические процессы, по-видимому, должно было быть того же порядка. Поэтому ниже мы сделаем такую оценку на примере горных систем Центральной Азии.

ВОЗРАСТ ГОРООБРАЗОВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Территория Центральной Азии расчленена многочисленными горными цепями, формирование которых связывается с коллизией Индостанской и Евразийской литосферных плит (Зоненшайн, Савостин, 1979; Molnar, Tapponier, 1975) и дроблением южного края последней на серию микроплит, ограниченных упомянутыми горными цепями (рис. 4). Эти горы занимают огромную площадь и, в частности, совокупный размер Алтайской, Саянских и Хангайской горных систем, являющихся главным объектом нашего рассмотрения и образующих компактную горную страну (Хангай-Алтай-Саянскую), превышает 1500000 км²

(рис. 5). Эти горы являются молодыми образованиями, а их рост продолжается до настоящего времени. Однако строгие оценки возраста этих сооружений осложнены из-за отсутствия надежных критериев определения времени, когда горы стали активно вздыматься.

Здесь обратим внимание на то, что Саянская (хребты Восточного и Западного Саяна, Хамардабана, Сангилена) и Хангайская (хребты Хангай и Тарбагатай) горные системы пространственно совмещены с позднекайнозойскими Южно-Байкальской и Южно-Хангайской (соответственно) вулканическими областями, вулканализм в пределах которых не прекращался на протяжении всего позднего кайнозоя (Ярмоляк и др., 1995, 2003). Это позволило нам в качестве критерия оценки возраста гор использовать смену во времени формы лавовых полей с изометричной, отвечающей излияниям в условиях слабо расчлененного рельефа, на линейно вытянутую, соответствующую долинным потокам, возникшим в условиях хорошо расчлененного рельефа.

Южно-Байкальская вулканическая область (ЮБВО) и возраст горообразования в ее пределах (рис. 6). Вулканическая область приурочена к южному обрамлению оз. Байкал и сопряжена с

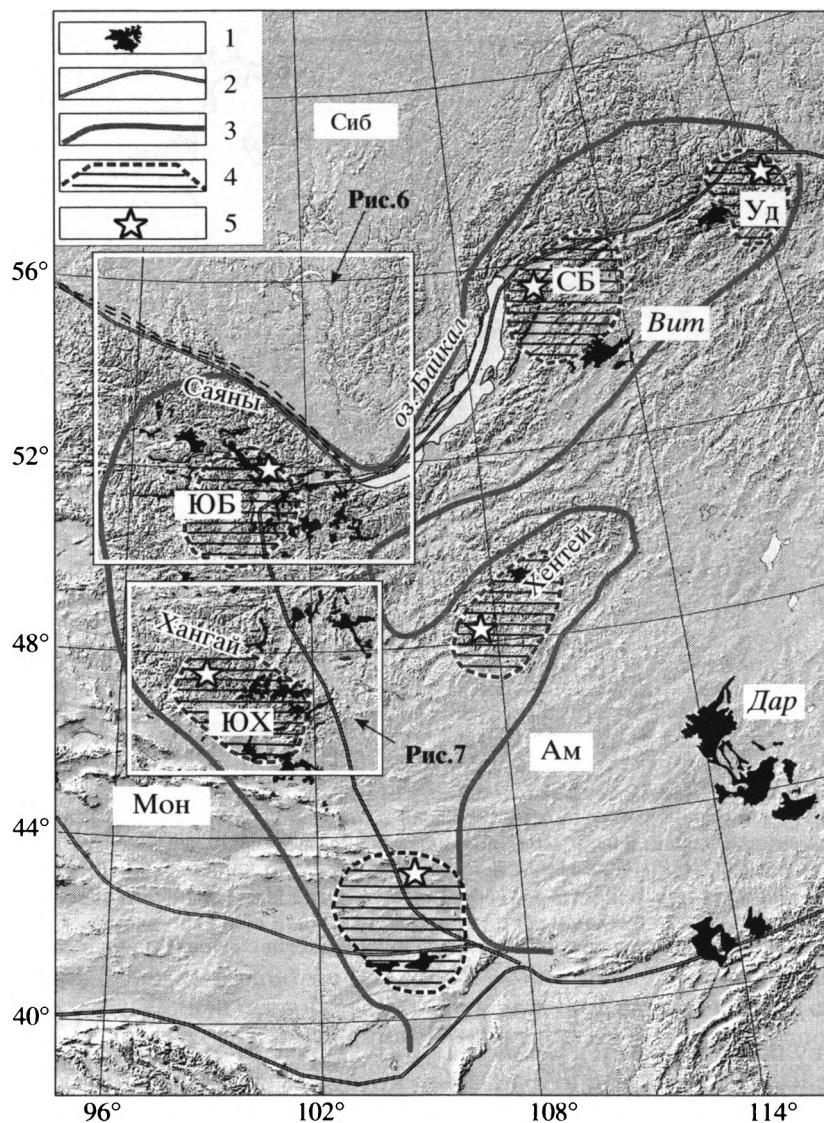


Рис. 5. Схема распределения горных систем и областей новейшего вулканизма в пределах юга Восточной Сибири и Центральной Монголии с элементами строения литосферы по (Зоненшайн, Савостин, 1979, Zorin et al., 2003).

1 – лавовые поля; 2 – границы микроплит; 3 – область подъема астеносферы с глубиной залегания <100 км; 4 – выступы астеносферы (мантийные плюмы) с глубиной залегания <50 км; 5 – наиболее высокие вершины горных систем.

Микроплиты: Сиб – Сибирская, Ам – Амурская, Мон – Монгольская; вулканические области (горячие точки мантии): ЮХ – Южно-Хангайская, ЮБ – Южно-Байкальская, СБ – Северо-Байкальская, Уд – Удоканская. Лавовые поля: Вит – Витимское, Дар – Дариганга.

зоной сочленения горных систем Восточного Саяна, Хамардабана и Сангилена (рис. 5). Новейшие орографические движения расчленили вулканическую область, поэтому современный ее облик определяют многочисленные фрагменты некогда существенно более крупных лавовых полей, распространенных на площади 350×450 км. Вулканические продукты области представлены основными породами повышенной щелочности: гавайитами, калиевыми трахибазальтами, базанитами, таффеноолитами (Рассказов, 1993, Ярмолюк и др., 2003). Эта область начала формироваться в

конце олигоцена более 30 млн. лет назад. Пик активности вулканизма пришелся на ранний миоцен (23–17 млн. лет), когда было сформировано крупное (150×120 км) базальтовое плато, фрагменты которого в настоящее время сохранились в хр. Хамардабан. На протяжении среднего миоцена – плиоцена вулканическая активность постепенно замирала, и в это время было сформировано большое количество разных по размеру, но обычно изометричных по форме лавовых полей, сосредоточенных преимущественно в центральных участках области. Начиная с позднего плио-

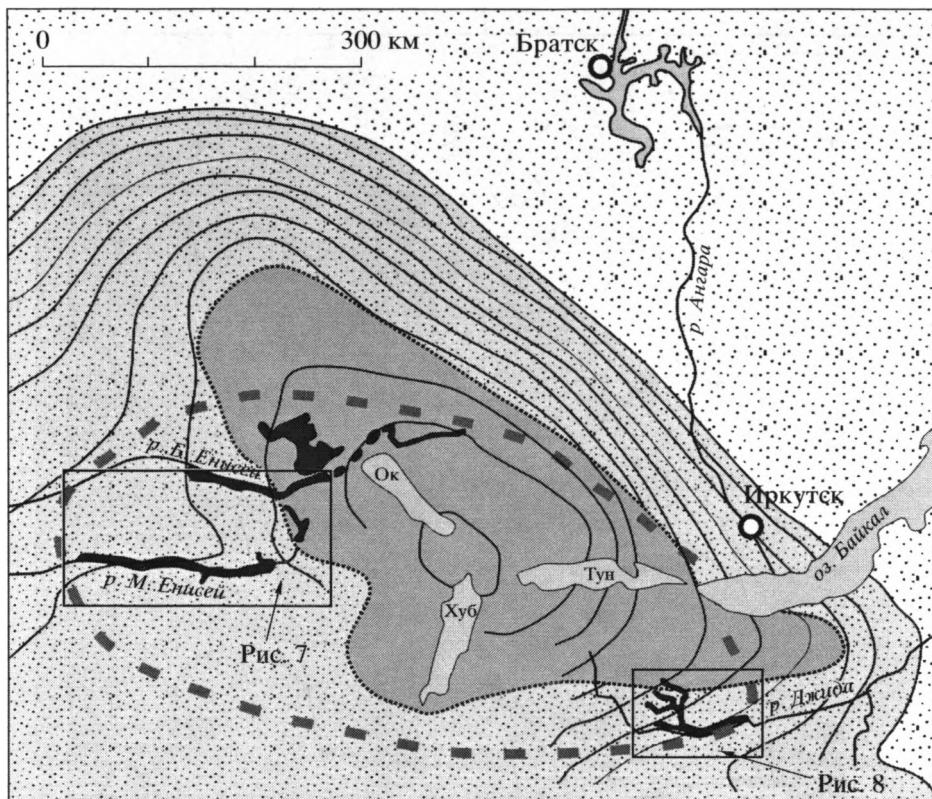


Рис. 6. Размещение проявлений новейшего (<3 млн. лет) вулканизма (выделены черным цветом) в пределах Восточно-Саянского водного поднятия. Положение области в пределах юга Восточной Сибири показано на рис. 5.

Изолинии – высоты вершинной поверхности рельефа (по Мац и др., 2001). Сечение изолиний 100 м. Пунктирная линия – граница Южно-Байкальской вулканической области; точечный пунктир – границы позднеплейстоценового оледенения (по Гросвальд, 2003). Грабены тройного сочленения рифтов: Тун – Тункинский, Хуб – Хубсугульский, Ок – Окинский.

цена (<3 млн. лет) вулканическая деятельность вновь активизировалась. В результате этих излияний было сформировано крупное Восточно-Тувинское лавовое нагорье и многочисленные долинные лавовые потоки большой протяженности (Ярмолюк и др., 2001, 2003). Активизация вулканизма была сопряжена с формированием на месте вулканической области крупной горной системы (рис. 6). Для оценки времени горообразования и определения положения центра роста гор нами были проведены геологические и геохронологические исследования времени формирования долинных потоков ЮБВО. Выделяются два района развития лавовых рек, расположенных на противоположных сторонах горной системы и характеризующиеся распространением потоков в стороны от центральных ее участков. Один из районов связан с бассейном верховьев рек Большого и Малого Енисея, имеющих сток в западном направлении, другой с бассейном верхнего течения р. Джиды, открывающимся в юго-восточном и восточном направлениях.

В бассейне верховьев рек Большого и Малого Енисея (рис. 7) разновозрастные долинные пото-

ки образуют разновысотные лавовые террасы, которые прослеживаются вдоль бортов современных речных долин на многие десятки километров. Здесь выделяется пять генераций долинных потоков с возрастом (в млн. лет): 1) 2.8; 2) ~1.7; 3) 1; 4) 0.27; 5) 0.05 (табл. 1). Наиболее древние образуют высоко поднятые (до 500 м) террасы, самые молодые лавовые потоки выполняют основания долин и пока еще слабо прорезаны водными потоками.

В бассейне верхнего течения р. Джиды также выделяется ряд протяженных долинных лавовых потоков, которые распространены на площади ~3000 км² (рис. 8). Среди них выделяются следующие группы потоков (возраст в млн. лет): 1) 2.9; 2) ~2; 3) 1.3; 4) 1.2; 5) 0.8; 6) 0.58 (табл. 1). Они образуют террасы высотой до 100 м, которые прослеживаются на десятки километров, при этом более молодые потоки часто вложены в более древние лавовые толщи, благодаря чему профиль долин приобретает ступенчатый облик.

В целом долинные потоки являются отличительной формой лавовых излияний в последние 3 млн. лет истории ЮБВО. Исключение пред-

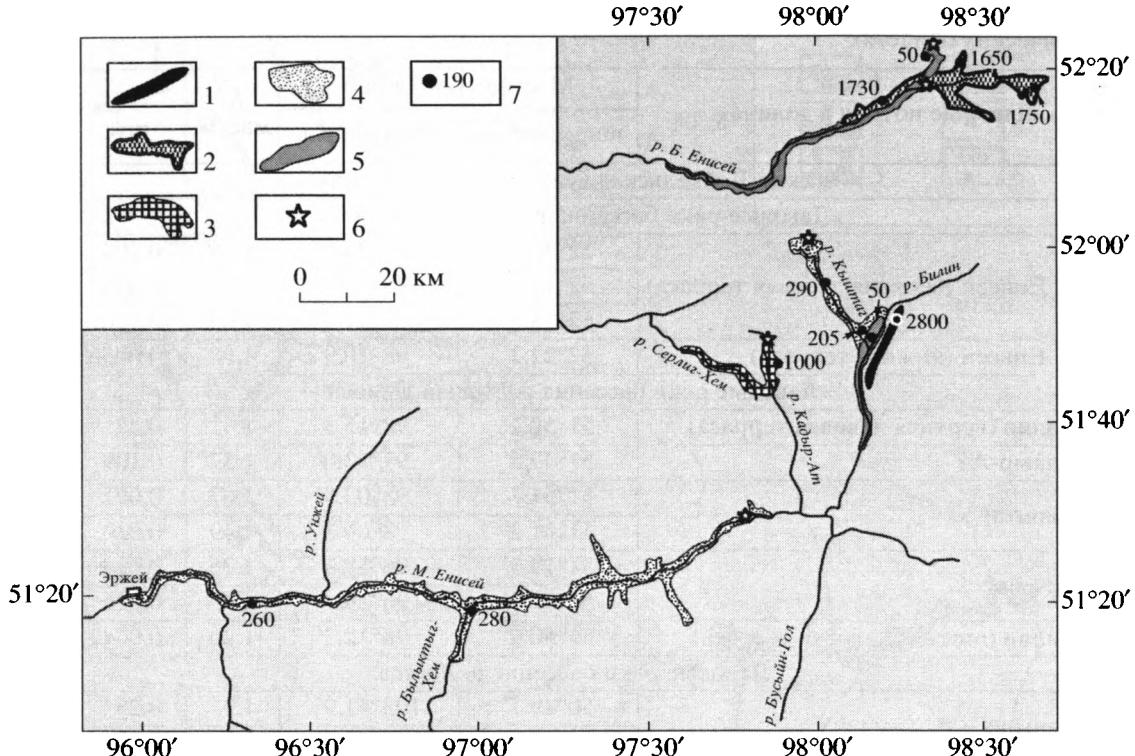


Рис. 7. Схема размещения долинных лавовых потоков в бассейне верховьев рек Большой и Малый Енисей по (Ярмоляк, Кузьмин, 2004). Положение района в пределах Восточно-Саянского сводового поднятия показано на рис. 6. 1 – 5 лавовые потоки с возрастом (в тыс. лет): 1 – ~2800, 2 – 1650–1750, 3 – ~1000, 4 – 190–290, 5 – ~50; 6 – вулканические аппараты; 7 – места отбора проб и их возраст в тыс. лет.

ставляет лишь Восточно-Тувинское лавовое плато, которое сформировалось вблизи осевой части Восточного Саяна в условиях, когда последняя еще не была вовлечена в процессы формирования современной гидросети. Распределение долинных потоков в пределах ЮБВО согласуется с современной орографией, что указывает на формирование основных черт последней к моменту излияний и на то, что центр горной системы совпадал с современным ее центром, отвечающим району сочленения хребтов Восточного Саяна и Хамардабана. По-видимому, базис эрозии горной системы, определяемый ее мелкосопочным обрамлением, слабо изменился после ее формирования, однако, несомненно, что формирование рельефа, связанное с углублением речных долин в центре области, продолжается и в настоящее время. Вследствие этого одновозрастные лавовые толщи, сформированные в разных участках горной системы, занимают разное положение в строении речных долин. Так, в бассейне р. Джиды, расположенном вблизи подножия Саянского нагорья, формирование профиля равновесия речных долин завершилось достаточно быстро, поэтому ложе современных рек практически нигде не углубляется ниже тальвега древних долин, вмещающих лавовые толщи с возрастом

~2.9 млн. лет. В то же время в долине р. Билин, отвечающей склону горной системы, лавовые потоки того же возраста располагаются на высоте более 150 м над уровнем реки. В верховьях р. Большого Енисея основание долинных потоков с возрастом 1.7 млн. лет поднимается на высоту до 500 м над современным ее руслом, а основание Восточно-Тувинского лавового плато (в возраст 2 млн. лет) располагается на высоте до 1000 м над уровнем долин. Все это свидетельствует об активном развитии речных долин в этих участках горной системы до настоящего времени. Судя по отсутствию следов долинных излияний в более ранние этапы формирования ЮБВО, образование горной системы произошло непосредственно перед началом позднеплиоценовой – плейстоценовой активизации вулканизма в регионе, то есть ~3 млн. лет назад.

Южно-Хангайская вулканическая область (ЮХВО) представлена вулканическими полями, рассредоточенными по территории Южной и Центральной Монголии. Ее формирование было связано с длительно развивавшейся горячей точкой мантии и прослеживается, начиная с конца юры по настоящее время (Ярмоляк и др., 1994), т.е. на протяжении последних 150 млн. лет. В по-

Таблица 1. Результаты К-Аг датирования долинных базальтовых потоков в Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областях

№ пробы	Лавовые потоки в долинах	Место отбора проб		K, мас. %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, нг/г	Возраст ($\pm 1.6\sigma$), тыс. лет				
		широта, с.ш.	долгота, в.д.							
Южно-Байкальская вулканическая область										
Лавовые реки бассейна р. Большой Енисей										
ПР-4/2	р. Б. Енисей (верхняя лавовая терраса)	52°20.7'	98°27.9'	1.68	0.204	1750 ± 100				
БЕ-1/18		52°14.8'	98°05.9'	0.8	0.096	1730 ± 150				
ПЛ-2/5		52°18.6'	98°41.3'	1.05	0.120	1650 ± 130				
УА-1/5		52°22.3'	98°20.9'	1.68	0.0056	50 ± 20				
Лавовые реки бассейна р. Малый Енисей										
БЛ-4	р. Билин (верхняя лавовая терраса)	51°52.7'	98°15.3'	1.42	0.27	2800 ± 200				
БЛ-2/3	р. Кадыр-Ат	51°47.5'	97°53.0'	1.57	0.109	1000 ± 100				
БЛ-1/3	р. Кыштаг	51°54.7'	98°03.5'	1.07	0.022	290 ± 70				
БЛ-3/1		51°51.2'	98°09.8'	1.49	0.020	205 ± 50				
МЕ-1/10	р. М. Енисей	51°19.5'	96°58.9'	1.25	0.024	280 ± 60				
МЕ-1/5		51°19.7'	96°20.7'	1.45	0.026	260 ± 60				
БЛ-3/2	р. Билин (нижняя лавовая терраса)	51°50.9'	98°12.3'	1.20	0.0042	50 ± 30				
Лавовые реки бассейна р. Джиды										
СГ-2/4	р. Сангина – р. Хамней	50°49.1'	103°41.9'	1.3	0.25	2800 ± 250				
СГ-1/5		50°47.8'	103°34.8'	1.36	0.29	3100 ± 250				
ДЖ-14/4	р. Мыла – р. Хамней	50°45.6'	103°20.4'	1.8	0.39	3150 ± 250				
ДЖ-14/3		50°45.5'	103°21.1'	1.62	0.32	2850 ± 250				
ДЖ-14/5		50°41.6'	103°28.2'	1.49	0.27	2600 ± 200				
ХМ-1/1*		Приустьевая часть р. Мыла		1.36	0.284	3030 ± 370				
ХМ-1/16*		р. Мыла		1.44	0.265	2670 ± 310				
ДХ-4/8	р. Дархинтуй – низовья р. Хамней	50°38.5'	103°26.5'	1.31	0.20	2250 ± 200				
ДХ-5/9		50°30.3'	103°44.7'	1.50	0.20	1900 ± 150				
ДЖ-14/1	р. Джиды	50°23.9'	104°09.4'	1.30	0.12	1300 ± 120				
ДЖ-14/9		50°27.6'	104°21.4'	1.49	0.13	1260 ± 110				
ДХ-4/1	р. Хобол	50°37.3'	103°14.6'	2.62	0.22	1200 ± 100				
ХЦ-3/1	р. Хурай-Цакир	50°28.3'	103°26'	2.15	0.086	580 ± 80				
Южно-Хангайская вулканическая область										
Лавовые толщи Тариатской впадины										
ЦМ-4/14	Верхняя лавовая терраса	48°06.8'	100°01.7'	1.76	0.363	2.95 ± 0.15				
ЦМ-4/6	Лавовый поток р. Гичгений-гол	48°07.1'	99°56.4'	2.57	0.25	1.4 ± 0.1				
ЦМ-4/8	Лавовые потоки р. Сумеин-гол	48°08.4'	100°07.9'	2.4	0.084	0.51 ± 0.07				
ЦМ-4/10		48°08.4'	100°16.5'	1.54	0.061	0.57 ± 0.06				
ЦМ-4/9		48°08.4'	100°16.5'	2.45	0.101	0.6 ± 0.06				
ЦМ-4/12	Лавовые потоки р. Чулутуин-гол	48°12.0'	100°25.5'	2.21	0.056	0.36 ± 0.06				
Лавовые толщи склонов и обрамления Хангайского нагорья										
ЦМ-2/4	Долинные потоки, р. Туйн-гол	46°25.3'	100°49.1'	1.81	0.158	1.25 ± 0.1				
Хан-23/2	Вулкан Уран-тогоо	48°59.7'	102°44.2'	2.54	0.029	0.17 ± 0.04				
ОР-2/4	Верховья р. Орхон					0.3*				
Лавовые поля осевой части Хангайского нагорья										
2573/22	Долинные потоки в верховьях					0.8*				
2664/11						1.2*				

Примечание. Исследования выполнены в ИГЕМ РАН на масс-спектрометрическом комплексе по методике (Чернышов и др., 1999).

* Данные В.Г. Иванова, анализ проб выполнен в ИГХ СО РАН, аналитик В.Н. Смирнов.

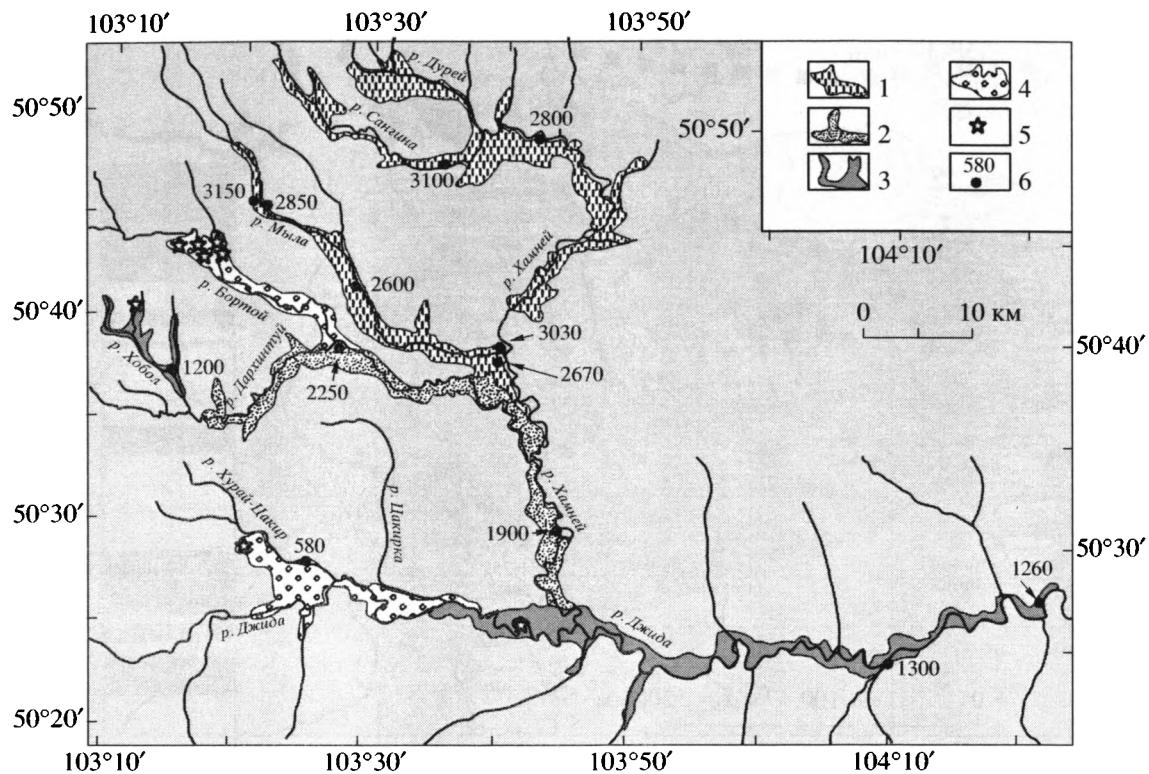


Рис. 8. Схема размещения долинных лавовых потоков в бассейне левобережья верхнего течения реки Джида, по (Ярмолюк, Кузьмин, 2004). Положение района в пределах Восточно-Саянского сводового поднятия см. на рис. 6.

1 – 4 лавовые потоки с возрастом (в тыс. лет): 1 – ~2600–3150, 2 – 1900–2250, 3 – ~1200–1300, 4 – ~600; 5 – вулканические аппараты; 6 – места отбора проб и их возраст в тыс. лет.

зднем кайнозое вулканически активной частью области служила территория центральных и южных участков Хангайского нагорья и прилегающих к нему с северо-востока бассейнов рек Хануй и Орхон (рис. 9). Вулканические продукты этого времени представлены основными породами повышенной щелочности: гавайитами, калиевыми трахибазальтами и базанитами, т.е. породами, близкими к составу лав ЮБВО.

В строении позднекайнозойского вулканического ареала ЮБВО участвуют крупные лавовые поля, более или менее изометрична форма которых свидетельствует об их образовании в условиях слабо расчлененного рельефа, и долинные потоки ("лавовые реки"). Последние приурочены к современным долинам рек, в бортах которых образуют системы разновозрастных террас.

Проведенные геохронологические исследования показали (табл. 1), что возраст всех "лавовых рек" не превышает 2.9 млн. лет, и, следовательно, этот рубеж соответствует времени заложения современной гидросети на Хангайе. Однако одновременно с долинными излияниями в осевой части Хангая возникло крупное лавовое поле, площадь которого превысила 5000 км², а мощность лавовой серии составила более 500 м. Несмотря на

столь значительную мощность, эти лавы за пределы центральной части Хангая не растекались. Возраст этих излияний оценивается в интервале 1.2–2.4 млн. лет и, таким образом, определяет время, на протяжении которого вершинная часть Хангая оставалась незатронутой современными водотоками. Образование гидросети в этой части Хангайского нагорья произошло между 1.2 и 0.8 млн. лет, благодаря чему излияния с возрастом 0.8 млн. лет сформировали "лавовую реку" в верховьях р. Чулуту и ее притоков, расчленивших к этому времени лавовое плато системой речных долин.

Приведенные возрастные характеристики разнотипных лавовых излияний в пределах Хангая свидетельствуют о следующем. По-видимому, образование Хангайского нагорья произошло достаточно быстро, и с рубежа 2.9 млн. лет оно уже существовало в контурах, близких к современным. С этого же времени начинается формирование современной гидросети. Она развивалась от подножия Хангая вглубь его. Поэтому на склонах нагорья довольно быстро сформировались речные долины с установленным профилем равновесия, тогда как в центральных его участках активное углубление речных долин продолжается

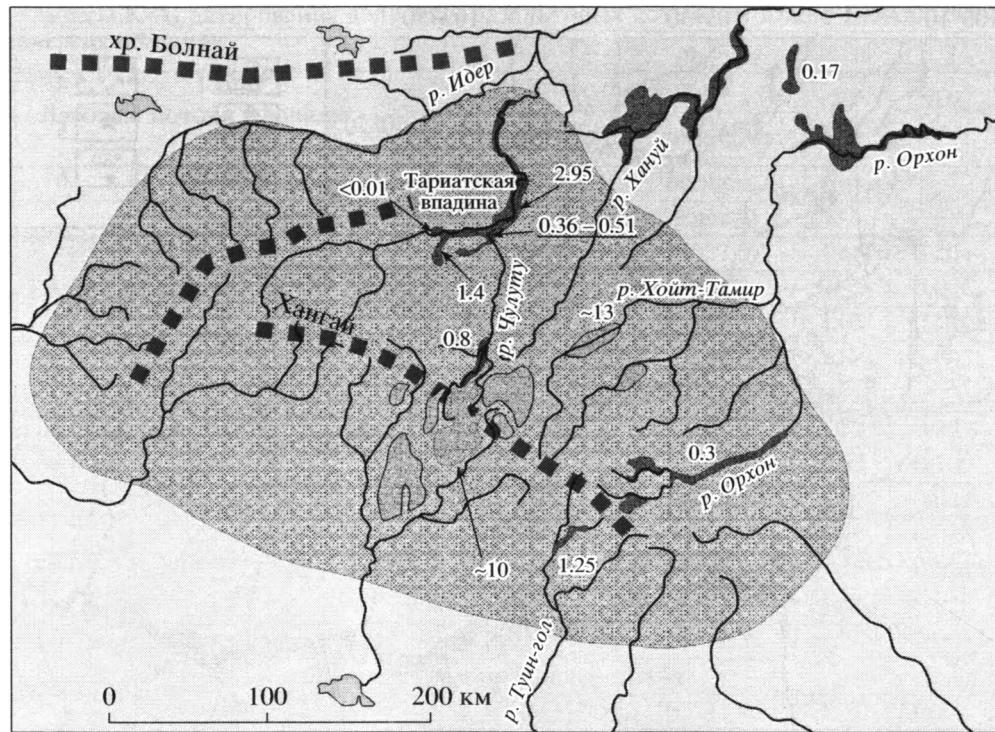


Рис. 9. Схема размещения новейшего (<3 млн. лет) вулканизма (выделены темносерым точечным крапом) в пределах Хентайской горной области (ограничена линейным контуром) и ее обрамления. Цифрами указан K-Ag возраст лав в соответствии с таблицей 1. Положение области в пределах Центральной Монголии см. на рис. 5.

до настоящего времени. Вследствие этого резко различаются высоты одновозрастных лавовых толщ над уровнем долин в разных участках нагорья. Так, в краевых его участках лавовые потоки, имеющие возраст около 2 млн. лет, вложены в современные долины и образуют лавовые террасы, подошва которых приподнята над основанием долин не более, чем на 50 м. В то же время, в осевой части Хангая основание лавового плато того же возраста, возникшее, как уже говорилось, в условиях слабо расчлененной территории, в настоящее время приподнято над уровнем долин более чем на 500 м, хотя расчленение этой территории современными долинами началось около 1 млн. лет назад.

Итак, полученные данные показывают, что возраст горных систем Хангая и Саян, в целом, является молодым. Поднятие этих гор произошло около 3 млн. лет назад и, по-видимому, достаточно быстро, о чем свидетельствует сохранение в их центральных участках еще на рубеже 2 млн. лет поверхностей выравнивания, тогда как в краевых частях в это же время уже существовали речные долины в виде, близком к современному. К интервалу 3–5 млн. лет относится также образование хребтов Алтая, оценки времени образования которых были получены по результатам фишентрекового датирования (Dobretsov et al., 1996). Все

это свидетельствует, что около 3 млн. лет назад в центре Азии была сформирована крупная Хангай-Алтае-Саянская горная страна, площадь которой составляла около 1.5 млн. км² и которая также, как и горные системы Тибета и Гималаев, оказала влияние на изменение направлений воздушной циркуляции. И если Тибет и Гималаи стали барьером на пути меридионально ориентированных воздушных потоков, то Хангай-Алтае-Саянская система гор преградили путь широтным воздушным течениям, инициировав тем самым режим Монгольского антициклона (Додонов, 2002).

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ЛЕТОПИСИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Изменения климата, записанные в донных отложениях оз. Байкал. Наиболее яркие подтверждения связи изменения климата со становлением современной орографии региона были получены при изучении керна донных отложений оз. Байкал. Максимальная информация об изменении климата в Байкальском регионе получена при изучении кернов буровых скважин BDP-96 и BDP-98 длиной 200 и 600 м с Академического хребта, которые вскрыли разрез, охватывающий интервал времени около 8 млн. лет (Коллектив авторов..., 1998; 2000; BDP Members..., 2000).

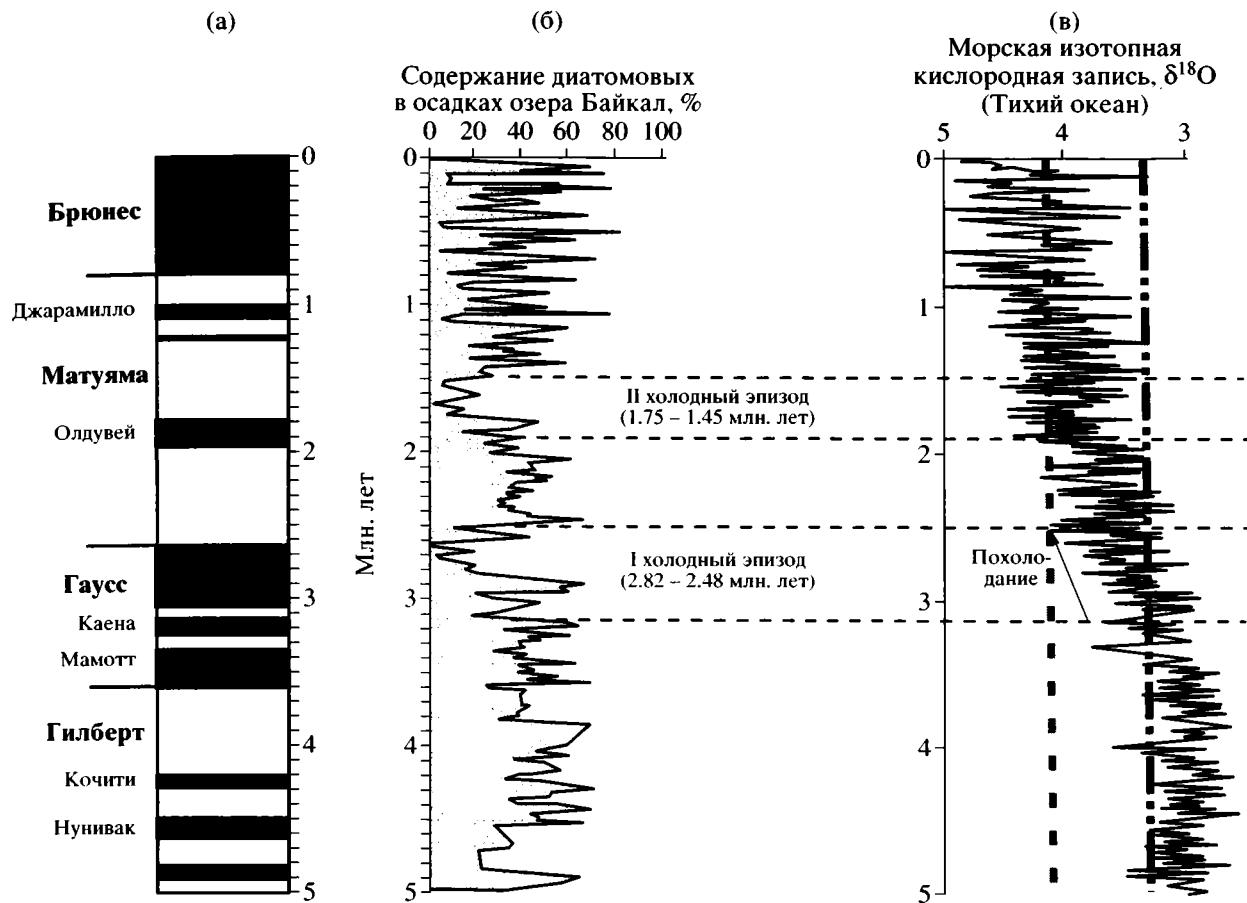


Рис. 10. Корреляция байкальской диатомовой записи с морской изотопной кислородной записью из Тихого океана, по (Карабанов и др., 2001).

а – магнито-стратиграфическая шкала для позднего кайнозоя, б – байкальская запись изменения содержания створок диатомовых в осадках озера, в – сводная морская изотопно-кислородная запись, отражающая изменение объемов глобального льда на Земле (увеличение сигнала записи в единицах $\delta^{18}\text{O}$ отвечает увеличению объемов льда и похолоданию). Вертикальная штриховая линия отмечает современные параметры сводной морской изотопно-кислородной системы, штрих-пунктирная линия – параметры системы при переходе от последнего ледникового периода к голоцену, левее штрих-пунктирной линии лежат значения, характерные для ледниковых периодов. Переход к климату, подобному современному, произошел в интервале 3.1–2.5 млн. лет.

Эти скважины вскрыли отложения, сложенные тонкозернистыми илами, которые имеют ритмичное строение, где слои, обогащенные диатомовыми створками, чередуются со слоями плотных терригенных глин (Коллектив авторов, 2000; Кузьмин и др., 2001). Проведенные исследования показали, что илы с большим содержанием остатков диатомовых водорослей формировались в теплые межледниковые периоды, а в холодное ледниковое время откладывались плотные терригенные глины, практически лишенные диатомовых (Безрукова и др., 1991; Коллектив авторов..., 1995, 1998, 2000). Глинистые прослои часто содержат грубый обломочный материал (гравий, гальку и валуны), появление которого связывается с айсберговым разносом (Karabanova et al., 1998; Карабанов, 1999; Kuzmin et al., 2000). Наличие такого материала указывает на оледене-

ния в горном обрамлении Байкала, способные обеспечить появление айсбергов в озере. Спектральный анализ записей биогенного кремнезема в осадках Байкала выявил циклы 23, 41 и 100 тыс. лет в повторении диатомовых илов и глин (Williams et al 1997; Коллектив авторов..., 1998; 2000; Кузьмин и др., 2001), которые соответствуют изменениям орбитальных параметров вращения Земли вокруг Солнца и проявляются в морских изотопных и других палеоклиматических записях, охватывающих большие интервалы времени. Эти данные показывают, что распределение биогенного кремнезема и остатков диатомей в осадках Байкала обусловлены климатическими изменениями.

На рис. 10 приведено сопоставление вариаций содержания диатомовых в скважине BDP-96 с морской изотопной кислородной записью из Тихого океана (Карабанов и др., 2001). Эти записи

однозначно фиксируют два минимума содержания диатомовых, которые связываются со значительными похолоданиями. Первый минимум располагается на рубеже смены полярности Гаусс-Матуяма. Возраст этого интервала составляет 2.82–2.48 млн. лет. Второй минимум лежит в верхней части эпохи обратной полярности – Матуяма и его начало совпадает с верхней границей палеомагнитного эпизода Олдувей. Возраст второго интервала составляет 1.75–1.45 млн. лет. Продолжительность обоих похолоданий приблизительно одинаковая – около 300 тыс. лет. Во время первого похолодания произошла смена растительности, и в составе лесов этого времени стали преобладать темнохвойные породы (пихта и кедр). Кроме того, произошла деградация лесной и расширение лесостепной и степной растительности, указывающая на уменьшение атмосферного увлажнения. В то же время, после первого похолодания в байкальской записи зафиксировано потепление климата, сравнимое с плиоценовым. Но после второго минимума интенсивность похолоданий сохранилась и стала сравнимой с климатическим режимом позднего плейстоцена. Во время второго похолодания произошли значительные изменения в растительных сообществах, выявленные по результатам палинологического анализа пород керна (Безрукова и др., 1999). Роль древесных культур в этот интервал снизилась, и возросла доля травянистых форм. После этого похолодания из состава растительности региона практически исчезают умеренно-термофильные древесные формы.

Содержание створок диатомовых в эти минимумы тепла было очень низкое, вплоть до практически полного исчезновения, что характерно только для отложений ледниковых периодов позднего плейстоцена. Озерные отложения, относящиеся к пику этих похолоданий, аналогичны осадкам соответствующих периодов. Они сложены тонкими глинами с элементами ледового и айсбергового разноса, что хорошо видно на графике по увеличению плотности осадков вверх по разрезу скважины (Коллектив авторов..., 2000; Кузьмин и др., 2001). Это свидетельствует о наличии горных ледников в озере окружении, появившихся впервые 2.5 млн. лет тому назад.

Появление обоих минимумов похолодания в Байкальской записи хорошо согласуются с глобальными похолоданиями, зафиксированными во многих морских и континентальных палеоклиматических записях и выраженных изменениями в составе флоры и фауны. Так, первое похолодание коррелируется с наиболее ранним в Северном полушарии похолоданием – претиглием (Карабанов и др., 2001; Кузьмин и др., 2001). Следует заметить, что с этим интервалом также связаны изменения в составе и структуре лёссовых отложений в Китае (Kukla et al., 1988; Bloemendal, deMenocal,

1989) и накопление осадков с элементами айсбергового разноса в Атлантическом и Тихом Океанах (Shackleton et al., 1984; Maslin et al., 1995).

Как уже говорилось, изменения климата, начавшиеся с рубежа 3–2.5 млн. лет, традиционно связываются с поднятием Тибетского плато и Гималаев (Ruddiman, Kutzbuch, 1989, 1991). Но, как было показано, в это же время возникла Хангай-Алтае-Саянская горная страна, северная периферия которой включает впадину оз. Байкал. Поэтому естественно полагать, что влияние этой горной страны на состав и строение озерных отложений Байкала было решающим. Но эти отложения свидетельствуют, что в интервале 2.82–2.48 млн. лет в их составе участвовали продукты ледникового происхождения и, следовательно, в это время высота гор в обрамлении оз. Байкал достигла такого уровня, который позволял формироваться в их пределах горным ледникам. Возможно, что очередной импульс роста гор пришелся на рубеж 1.75 млн. лет, что определило соответствующее значительное похолодание. Таким образом, мы приходим к выводу о влиянии горообразования в Центральной Азии на формирование климата последних 3 млн. лет геологической истории.

Колебания в содержании диатомовых в осадочном разрезе, начиная с 1.7, а возможно, и с 2.8 млн. лет, отмечают проявление ледниковых и межледниковых эпох в Центральной Азии, т.е. каждое похолодание в обрамлении Байкала заканчивалось оледенением. В то же время морская изотопная кислородная запись из Тихого океана (Shackleton et al., 1984) показывает, что увеличение объемов глобального льда в это время не достигло значений, характерных для оледенений позднего плейстоцена. Эти отличия морской и континентальной записи указывают на то, что для континентальных районов Евразии климатические колебания, вероятно, были более глубокими, чем в целом для планеты. Байкальская запись выражает реакцию центральной части континентальной Азии на похолодание климата, обусловленного как орбитальными причинами, так и орографическими движениями в центре Азии.

Наиболее детальное согласование Байкальской и морской палеоклиматических записей получено для магнитостратиграфической эпохи Брюнес, охватывающей последние 790 тыс. лет (Карабанов и др., 2001; Prokopenko et al., 2001) (рис. 11). В разрезе Байкальских осадков этой эпохи установлено чередование 10 богатых и 9 бедных раковинами диатомовых интервалов разреза. В морской палеоклиматической изотопно-кислородной записи этим интервалам соответствуют морские изотопные стадии (МИС) – 10 теплых (нечетных) и 9 холодных (четных), и

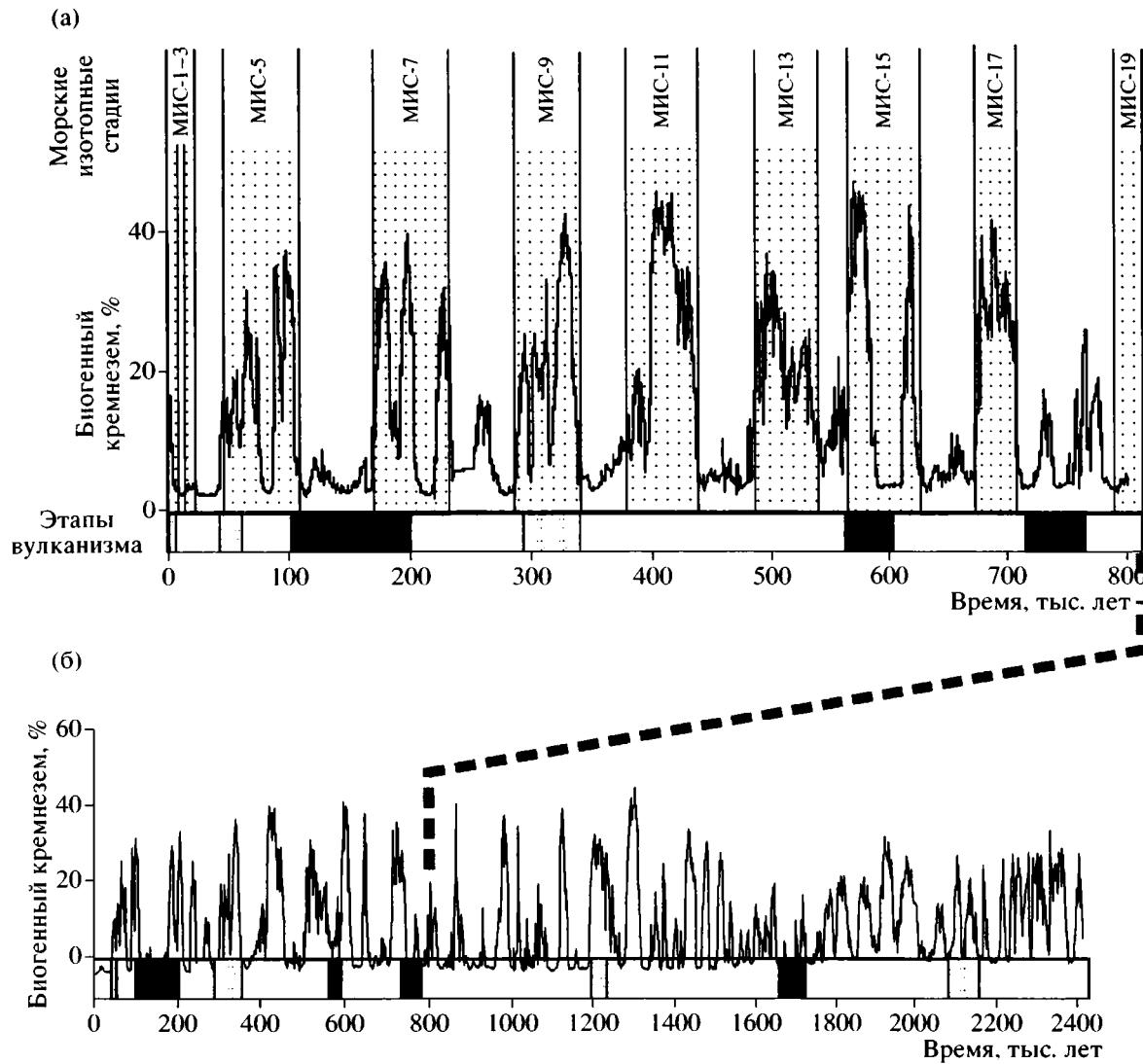


Рис. 11. Корреляция в пределах эпохи Брюнес (а) и в пределах последних 2.5 млн. лет (б) Байкальской палеоклиматической записи, составленной на основе данных о распределении биогенного кремнезема в керне донных осадков, морских изотопных стадий (МИС) и проявлений внутриледникового (черные интервалы) и межледникового (серые интервалы) вулканизма.

оны, как уже отмечалось, согласуются с циклами Миланковича. Некоторые интервалы разреза байкальских осадков, бедные раковинами диатомовых, сопоставляются с ледниками эпохами, поэтому можно предположить, что и другие подобные интервалы формировались в эпохи оледенений. Однако это предположение сталкивается с проблемой оценки количества реально зафиксированных ледниковых эпох, а также оценки их возраста (Базаров, 1987). Определенную ясность в эту проблему может внести рассмотрение закономерностей распространения вулканических пород, возникших в условиях внутриледниковых излияний, в качестве индикатора проявления ледников в горном обрамлении Байкала (Ярмолюк и др., 2001).

Реконструкция палеоклимата по морфологическим особенностям вулканических излияний. Свидетельства внутриледниковых излияний были получены нами при изучении Восточно-Тувинского лавового нагорья (Ярмолюк и др., 2001; Ярмолюк, Кузьмин, 2004), которое расположено в осевой части Саянской горной системы в междуречье верхнего течения рек Большой Енисей и Хамсара. Площадь нагорья составляет более 2000 км², мощность лавового пакета достигает 1000 м, а общий объем вулканических продуктов оценивается не менее чем в 700 км³. В строении лавового нагорья выделяются а) лавовое плато и б) столовые вулканические горные массивы, которые венчают лавовое плато и отвечают сильно эродированным центральным вулканам. Кроме

того, в долинах, прорезающих лавовое плато, прослеживаются лавовые реки, возникшие в ходе долинных излияний и рассмотренные нами выше. Эти лавовые образования сложены массивными базальтами, они формировались в субаэральных условиях и, как мы предполагаем, в межледниковые эпохи (Kuzmin et al., 2003; Ярмоляк, Кузьмин, 2004). Все эти образования еще со временем С.В. Обручева (1950) и М.Л. Лурье и С.В. Обручева (1948) описывались в рамках трех толщ – нижней лавовой (плиоценовой), средней туфовой (позднеплиоценовой-раннеплейстоценовой) и верхней лавовой (среднеплейстоценовой). Оценки возрастного положения толщ опирались преимущественно на геоморфологические данные (Гросвальд, 1965; Курганьков, Мацера, 1987). Выполненные нами исследования выявили два важных обстоятельства. Во-первых, они показали, что развитие вулканизма было многоимпульсным и практически не прерывалось на протяжении последних 2 млн. лет и, во-вторых, что выделявшиеся в пределах лавового нагорья туфовые образования таковыми не являются и отвечают совершенно иному типу кластических вулканических пород – преимущественно гиалокластитам. В частности, было показано, что в истории лавового нагорья образование обычных лав с характеристиками субаэрального происхождения, а также гиалокластитов было разделено во времени, что рассматривается нами как свидетельство чередования разных условий излияний – внутриледниковых и межледниковых.

Гиалокластиты, подробно описанные нами ранее (Kuzmin et al., 2003; Ярмоляк, Кузьмин, 2004), – это породы, образованные несортированными по размеру обломками стекловатых лав, сцементированных мелким вулканическим стеклом. Расположенные в матрице мелкого вулканического стекла, обломки имеют стекловатую внешнюю зону и часто приобретают форму зонально построенных лавовых шаров и подушек, типичных для шаровых лав. Разные по размеру обломки хаотически перемешаны в пределах слоев и линз мощностью до 10–15 м. Поэтому в целом совокупность таких пород была выделена нами как вулканокластический комплекс.

Породы вулканокластического комплекса участвуют в строении крупных обычно изолированных вулканических построек, типа столовых гор, которые возвышаются над поверхностью лавового плато на 500–700 м. Большинство этих вулканов практически до основания вскрыто поверхностями оползней и ледникового выпахивания. В многосотметровых стенах прекрасно видно, что вулканокластические толщи имеют грубослоистое строение. Отдельные их слои характеризуются крутым залеганием и обычно погружаются в стороны от центра. Их распределение отвечает ри-

сунку гигантской косой слоистости (Ярмоляк и др., 2001).

Для правильной интерпретации происхождения пород вулканокластического комплекса напомним, что гиалокластиты и шаровые лавы образуются при излияниях в сильный охладитель – в воду или в лед. Здесь уместно отметить, что аналогичные образования широко распространены в Исландии, особенно в составе группы Моуберг (Милановский, 1978). Происхождение выделяемой в ее составе формации Каульфстиндар связывается исключительно с внутриледниковыми излияниями (Гептнер, 1978). Породы этой формации образуют реликты центральных вулканов, которые выделяются в рельефе в виде так называемых “столовых гор” (Vermelop, Ruttent, 1955). Для их строения характерно наличие подушечных лав и широкое развитие гиалокластитов и мелкообломочной перемытой тефры, слагающих основной объем вулканов. Субаэральные лавы появляются только в самых верхних частях вулканов, где формируют маломощные полого залегающие покровы, которые бронируют поверхность вулканов и которые связываются с излияниями, произошедшими после отступления ледников или внутриледниковых озер. Очевидно, что характеристики этих образований вполне согласуются с особенностями строения рассмотренных выше вулканических построек с вулканокластитами Восточно-Тувинского лавового нагорья. Здесь напомним, что на территории Восточной Туры и Саяна установлены неоспоримые свидетельства неоднократного на протяжении плейстоцена образования крупных, в том числе покровных ледников (Гросвальд, 1965). Так практически все вулканические образования Восточно-Тувинского лавового нагорья несут следы ледниковой обработки. Соответствующее исследование было выполнено М.Г. Гросвальдом (1965), который выделил две фазы покровного оледенения, существенно изменивших облик вулканических сооружений нагорья – азасскую и шивитскую. Отметим также, что в высокогорной части Восточного Саяна, в пределах которого располагается Восточно-Тувинского лавовое нагорье, отсутствовали условия для возникновения крупного глубоководного озера. Поэтому для изученных нами пород вулканокластического комплекса, таких как гиалокластиты, шаровые лавы и лахары, можно предполагать только связь с внутриледниковыми излияниями и, следовательно, само существование этих пород свидетельствует о наличии крупных ледниковых масс во время их формирования. Исходя из данных о мощности пород гиалокластического комплекса, можно полагать, что мощность ледникового покрова во время формирования столовых гор превышала 600 м. По мнению М.Г. Гросвальда (2003), она достигала величины 3000 м при распространении ледникового чехла

на площади более 100000 км². В табл. 2 приведены данные о времени проявления разнотипного вулканизма в пределах Восточно-Тувинского лавового нагорья. В соответствии с ними внутриледниковые излияния происходили в интервалах (в тыс. лет): 1650–1750; 725–760; 560–600; 100–225.

Сравнение палеоклиматической записи из озера Байкал с палеоклиматическими реконструкциями, выполненных по морфологии лавовых излияний. Если наш вывод о том, что вулканы, сложенные массивными лавами, формировались в межледниковые периоды, а сложенные преимущественно гиалокластитовым материалом – в ледниковые периоды правилен, то возраст выделенных по вулканитам ледниковых и межледниковых интервалов должен совпадать с соответствующими теплыми и холодными периодами, выделенными в Байкальской осадочной записи. Такое сопоставление было сделано, и результаты его приведены на рисунке 11, где на рис. 11а показана палеоклиматическая запись из отложений озера Байкал для эпохи Брюнес, для которой разработана детальная возрастная шкала (Prokorenko et al., 2001), а на рис. 11б – подобная запись за последние 2.5 млн. лет. Как следует из этих рисунков, наблюдается хорошее согласование данных Байкальской климатической записи с данными по реконструкции климата, полученных по вулканитам. Так, межледниковые излияния, сформировавшие лавовое плато (1.95–2.2 млн. лет), а также небольшую щитовую лавовую постройку на плато (1.2 млн. лет), происходили во время расцвета диатомовых в Байкале, что соответствует межледниковым условиям. Более поздние излияния небольших вулканов Юрдава и Саган (290–350 тыс. лет), а также Улуг-Арга и долинных потоков по Большому Енисею (50 ± 20 тыс. лет) (Ярмолюк и др., 2000, Ярмолюк, Кузьмин, 2004) также соответствовали межледниковым отложениям в байкальских осадках (соответственно морские изотопные стадии (МИС)-9 и МИС-5 на рис. 11а).

Гиалокластиты, слагающие долинные лавовые потоки палео-Енисея, которые по нашей интерпретации изливались в ледниковый период, имеют возраст 1.65–1.75 млн. лет. Этот интервал составляет 1.75–1.45 млн. лет и согласуется с интервалом глубокого похолодания в байкальской записи (рис. 10а).

Значительное похолодание реконструировано по лавам вулкана Дерби-Тайга (725–760 тыс. лет), гиалокластитовый комплекс которого превышает 550 м. Вмешавший его ледник, очевидно, имел не меньшую мощность. В байкальской записи этому оледенению соответствует холодный период в интервале 714–764 тыс. лет, отвечающий холодной стадии МИС-18 и мансийскому леднико-

вому периоду (Архипов, Волкова, 1994; Карабанов и др., 2001).

В интервале 560–600 тыс. лет были сформированы стекловатые лавы и гиалокластиты, связанные с деятельностью нескольких небольших щитовых вулканов. Вулканокласты типичны для нижних нескольких десятков метров разреза этих вулканов и кверху сменяются нормальными лавами с признаками излияния в субаэральной обстановке. По-видимому, их образование было связано с излияниями в условиях существования мало мощных ледников, уничтоженных на ранних стадиях формирования этих вулканов. В осадочном разрезе этому похолоданию в соответствие может быть поставлен эпизод с низким содержанием диатомовых, сопоставляемый с холодной стадией МИС-14.

Излияние большой группы щитовых вулканов, возникших между 225 и 100 тыс. лет, по нашему заключению (Ярмолюк и др., 2001), также происходило во время глубокого похолодания с формированием мощного ледникового покрова, так как основной объем этих вулканов слагают грубослоистые гиалокластиты, мощность которых составляет до 600 и более метров. В байкальской записи времени формирования этих вулканов совпадает с ледниковой изотопной стадией МИС-6 (127–185 тыс. лет назад), что соответствует тазовскому оледенению по сибирской стратиграфической шкале (Архипов, Волкова, 1994; Карабанов и др., 2001).

Таким образом, отмечается хорошее согласование оценок климата, полученных на основе Байкальской осадочной палеоклиматической летописи и по вулканическим продуктам (рис. 11). Продукты извержений, сформированные в эпохи похолодания, несут следы взаимодействия расплавов с ледниками и, напротив, лавы, излившиеся в эпохи теплого климата, лишены таких признаков. Такое согласование свидетельствует, во-первых, о совпадении двух шкал датирования геологических процессов в бассейне оз. Байкал – геохронологической (К-Аг) и палеоклиматической и, во-вторых, о том, что каждая эпоха похолодания, зафиксированная в составе донных отложений, сопровождалась разномасштабным оледенением во всем горном обрамлении оз. Байкал, включая Восточные Саяны (Восточно-Тувинское лавовое нагорье). В эпохи продолжительных и резко выраженных похолоданий, таких как, например, МИС-18 и МИС-6, по-видимому, формировались покровные ледники мощностью во многие сотни метров (до 3000 м по Гроссвальд, 2003), в другие эпохи возникали долинные ледники относительно небольшой мощности.

В некоторые ледниковые эпохи, четко выделяемые по Байкальской осадочной записи, нет одновозрастных характерных гиалокласти-

Таблица 2. Вариации условий базальтовых излияний в новейшей вулканической истории Восточно-Тувинского лавового нагорья по (Ярмолюк и др. 2001) (эпохи внутриледниковых излияний выделены жирным курсивом)

Типы вулканических сооружений и их группы	Лавы плато и древних долинных излияний		Группа ранних вулканов (возраст > 250 тыс. лет)				Группа поздних вулканов (возраст < 250 тыс. лет)	
	Лавы плато	Долинные потоки по р. Б. Енисей	Щитовой вулкан на плато	Вулкан Дерби-Тайга, тип столовых гор	Щитовые вулканы Кадырсугский и Бэзымянный	Щитовые вулканы Юрдава и Саганский	Вулканы типа столовых гор – Плоский, Кок-Хемский, Шивит-Тайга, Соруг-Чушку-Узу, Приозерный и др.	Щитовые вулканы Улуг-Арга и Долинный с долинными потоками
Типы лав	Нормальные лавы с зонами шлаков	Потоки гиалокластитов и лавокластитов в нижней части лавовой толщи	Нормальные лавы с зонами шлаков	Гиалокластиты, шаровые лавы, лахары	Потоки гиалокластитов и лавокластитов в нижней части лавовой толщи	Нормальные лавы с зонами шлаков	Гиалокластиты, шаровые лавы, лахары	Нормальные лавы с зонами шлаков
Диапазон формирования в тыс. лет (данные К-Аг датирорвания)	2140–2070	1750–1650	1210	760–725	600–565	350–290	225–110	50
Условия излияний	Субаэральные излияния	Излияния в долинные ледники небольшой (~100 м) мощности	Субаэральные излияния	Излияния в пределах ледника мощностью >600 м	Излияния в маломощные (~100 м) ледники	Субаэральные излияния	Излияния в пределах ледника мощностью >500–700 м	Субаэральные излияния

ских образований. Очевидно, во время этих ледниковых эпох не было вулканических извержений. В то же время по аналогии с ледниковыми эпохами, для которых характерны гиалокластиты, мы полагаем, что все ледниковые эпохи, выделяемые по Байкальской осадочной записи, сопровождались формированием горных ледников.

О СВЯЗИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ, ВУЛКАНИЧЕСКИХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В НОВЕЙШЕЙ ИСТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Итак, около 3 млн. лет назад в пределах Центральной Азии произошла активизация орогенических процессов, в результате которых возникли не только Хангай-Алтай-Саянская горная страна, но и такие крупные горные системы, как Тянь-Шаньская, Хентайская, Северного Прибайкалья и другие. С учетом Гибетского плато, можно говорить, что вся территория Центральной и Южной Азии между 55° и 25° с.ш. и 70° и 120° в.д. в это время оказалась приподнятой более чем на 1 км над уровнем моря. Несомненно, что появление столь гигантской по размерам (~9 млн. км²) горной страны не могло не повлиять, по крайне мере, на атмосферную циркуляцию в Северном полушарии. И, действительно, орогенические процессы протекали на фоне глобального изменения климата в сторону похолодания, которое привело к появлению первых ледников в горном обрамлении оз. Байкал.

О природе горообразующих процессов. Начиная с работ (Molnar, Tapponier, 1975, Зоненшайн, Савостин, 1979), вопрос о причинах новейших орогенических движений в Центральной и Южной Азии в основном связывался с коллизией Индостанской и Евразийской литосферных плит, в результате которой произошло дробление южной части Евразийской плиты на серию микроплит. Образование горных цепей вдоль границ этих микроплит интерпретировалось как результат межплитного взаимодействия. В наибольшей степени эта концепция была разработана для Тибета и Гималаев, рост которых объяснялся увеличением мощности литосферы в результате поддвигания под эту территорию с юга Индостанской плиты и с севера блока Янцзы (Tapponier et al., 2001). Наряду с этими взглядами в последнее десятилетие стали развиваться представления об участии в горообразовании астеносферной мантии (Артюшков, 1998; Williams et al., 2004). В основу этих представлений были положены данные о несоответствии мощности литосферы Тибета той величине, которая ожидалась в соответствии с первой моделью. Кроме того, обращалось внимание на то, что первая модель не может объяснить тот факт, что процессы коллизии продолжаются не менее 40 млн. лет, а активное горообразование

охватило огромные пространства Южной и Центральной Азии только в последние 3–5 млн. лет (Артюшков, 1998). Дополнительно следует обратить внимание на то, что одновременно с процессами горообразования различные участки этой огромной территории были охвачены вспышками кайнозойского базальтового вулканизма (Ярмюк и др., 1995) (рис. 4). Согласно с моделью участия астеносферной мантии в процессах новейшего горообразования, активизация этой мантии и ее воздействие на литосферу могло быть связано либо с деламинацией литосферной мантии в результате коллизии, либо с разрывом погружающихся литосферных слебов и компенсационным подъемом глубоких слоев мантии к подошве литосферы через эти разрывы.

Несомненные свидетельства участия аномальной мантии в процессах новейшего горообразования были получены нами для территории Центральной Азии (Ярмюк, Кузьмин, 2004). Здесь необходимо напомнить, что территория Центральной Азии на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя развивалась в режиме непрекращающейся внутриплитной активности. В результате здесь были сформированы многочисленные системы грабенов и вулканические области с исключительно длительной (до 160 млн. лет) историей развития. Формирование этих областей связывается с горячими точками мантии (Ярмюк и др., 1995).

Одна из них, выделенная нами как Южно-Хангайская, контролировала одноименную вулканическую область, развитие которой прослеживается с поздней юры (со 150 млн. лет) до настоящего времени (Ярмюк и др., 1994), а отвечающие ей вулканические поля рассредоточены по территории Южной и Центральной Монголии, отмечая пути миграции литосферы над мантийным плюмом. С конца олигоцена (~30 млн. лет назад) вулканическая активность области оказалась сосредоточенной в пределах территории современного Хангая, зафиксировав тем самым местоположение горячей точки мантии. Вулканализм этого времени проявился в виде серии циклов извержений, разделенных интервалами в несколько миллионов лет. Как уже выше говорилось, наиболее поздняя вспышка активности началась около 3 млн. лет назад и продолжалась вплоть до голоцене.

Еще одна горячая точка зафиксирована Южно-Байкальской вулканической областью. Ее развитие прослеживается примерно с 35 млн. лет назад (Ярмюк и др., 2003). Фаза максимальной активности пришлась на ранний миоцен (на интервал 21–17 млн. лет), когда образовалось крупное лавовое плато, бронирующее вершины хребта Хамардабан. Начиная с 16 млн. лет, в центральной части вулканической области стала формироваться система тройного сочленения грабенов Тункин-

ского, Хубсугульского и Окинского, в пределах которой с этого времени и практически до конца олигоцена (до 3 млн. лет) была в основном сосредоточена постепенно затухавшая во времени вулканическая деятельность. Новейшая вспышка вулканизма начинается с 3 млн. лет. Она характеризовалась смещением центров излияний на фланги вулканической области, отвечающие также флангам горной области Саян, возникшей в это же время (Ярмолюк, Кузьмин, 2004).

Обе рассмотренные горячие точки отражены в структуре аномальной мантии региона. На рис. 5 в пределах Южной Сибири и Монголии контуром выделена территория, под которой астеносферная мантия по данным гравиметрических и сейсмических исследований (Зорин и др., 1988, Zorin et al., 2003, Gao et al., 2003) поднята на глубины менее 100 км. Кроме того, показаны локальные выступы астеносферы, которые достигают подошвы коры на глубинах около 50 км (Зорин и др., 1988) и которые интерпретируются как мантийные плюмы (Zorin et al., 2003, Ярмолюк и др., 1995). Положение этих плюмов (или "hot finger" по аналогии с небольшими плюмами, контролирующими позднекайнозойский рифтогенез в Западной Европе) хорошо согласуется с позицией областей позднекайнозойского вулканизма, выделенных нами как горячие точки мантии. Это справедливо не только в отношении Южно-Хангайской и Южно-Байкальской горячих точек, но и в отношении других областей новейшего вулканизма, например, Витимского плато, (Северо-Байкальский плюм) и Удоканской горячей точки. Учитывая, что все эти области имеют достаточно длительную историю развития (более 20 млн. лет) (Ярмолюк и др., 1995) можно предположить, что и образование контролирующих их плюмов произошло не позднее начала позднего кайнозоя.

На этом же рисунке изображены границы микроплит (по Зоненшайн, Савостин, 1979), сформированных в результате Индо-Азиатской коллизии в пределах Центральной Азии. Как следует из рисунка, западный и северо-западный участки границы Амурской плиты прослеживаются через ряд горячих точек мантии, в том числе через Южно-Хангайскую и Южно-Байкальскую. Нами было показано (Ярмолюк и др., 2003; Ярмолюк, Кузьмин, 2004), что в районе Южно-Байкальской вулканической области эта граница трассируется Тункинским и Хубсугульским грабенами. Но эти грабены возникли не ранее 16 млн. лет, и, следовательно, дробление территории на микроплиты также произошло не ранее среднего миоцена, т.е. тогда, когда нижняя часть литосферы этой территории уже была эродирована протяженным выступом аномальной мантии. Очевидно, что формирование западных и северо-западных отрезков границы Амурской плиты произошло вдоль гребня мантийного поднятия, соответствовавшего зо-

не наименьшей мощности литосферной плиты, и было приспособлено к наиболее ослабленным участкам литосферы, перфорированным вплоть до основания коры мантийными плюмами.

Образование этой границы не сопровождалось заметной дифференциацией рельефа. Как уже отмечалось, быстрый рост гор с формированием основных черт современной орографии произошел лишь в конце плиоцена (~3 млн. лет назад). Этот рост сопровождался активизацией вулканизма. Похожими процессами были охвачены и другие участки Центральной Азии. Во второй половине плиоцена произошло образование Алтайской горной системы (Dobretsov et al., 1996). К плиоцену относится заложение глубоководных котловин в оз. Байкал (Кузьмин и др., 2001; Ярмолюк, Кузьмин, 2004) и других впадин северо-восточной ветви Байкальской рифтовой системы. Их формирование сопровождалось ростом гор по обрамлению и активизацией вулканических процессов в пределах Удоканской (<4 млн. лет) и Витимской (<5 млн. лет) вулканических областей (Рассказов и др., 2000; Ярмолюк и др., 1995). При этом источниками новейшего вулканизма разных областей Центральной Азии являлась умеренно деплетированная мантия типа PREMA и обогащенная мантия типа EMI и EMII (Ярмолюк и др., 2003), что указывает на активное участие подлитосферной мантии в эндогенных процессах в регионе. Об этом участии, в частности, свидетельствует также хорошее согласование между проекциями мантийных плюмов на земную поверхность и размещением наиболее высоких участков новообразованных горных систем (рис. 11). Влияние активной мантии на новейшее горообразование отмечается и в других участках гигантской горной страны, возникшей между Индостанской и Сибирской литосферными плитами. На рис. 4 показано, что районы вулканизма с возрастом менее 10 млн. лет в большинстве своем тяготеют к горным сооружениям, возникшим вдоль границ литосферных плит. Исключение составляет плато Дариганга, расположенное в центральной части Амурской плиты и сформированное преимущественно в плиоцене (<5 млн. лет назад) (Ярмолюк и др., 1995). Однако благодаря своему удаленному положению относительно границ микроплит оно служит индикатором независимой от горообразования активизации мантийных процессов в Центральной Азии, произошедшей в плиоцене и плейстоцене и, в частности, приведшей к образованию этого плато.

Все это позволяет нам утверждать, что именно мантийные процессы сыграли важную роль в новейшем горообразовании в Центральной и Южной Азии. Учитывая то, что как горообразование, так и мантийный магматизм охватили всю площадь коллизионного пояса, заключенную между Индостанской и Сибирской платформами,

мы полагаем, что причина эндогенной активизации также должна была быть связана с процессом коллизии. Представляется, что эта активизация была инициирована отрывом слэба (или слэбов), погружавшихся под Тибет со стороны Индостанской плиты и блока Янцзы. “Обрушение” гигантских фрагментов литосферы в недра Земли привело к компенсирующему “выбросу” глубинной мантии к подошве литосферной оболочки коллизионного пояса. Можно предположить, что здесь распределение аномальной мантии контролировалось литосферными ловушками – участками наименьшей мощности литосферы, которые, прежде всего, трассировались границами микроплит, сформированными в ходе Индо-Азиатской коллизии. Относительно перегретый характер этой мантии и, следовательно, ее пониженная плотность могли стать причиной изостатического подъема гор именно вдоль границ микроплит.

Таким образом, мы приходим к выводу, что причиной роста гор и, как следствие, изменения климата в позднем плиоцене – голоцене Центральной и Южной Азии стали процессы мантийного диапиризма, которые, в свою очередь, были вызваны обрушением в недра Земли литосферных слэбов, сформированных при коллизии Индостанской и Евразийской литосферных плит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В геологической истории Земли изменения климата, прежде всего, были связаны с постепенным снижением температуры поверхности планеты. Следующую по важности роль в образовании крупных климатических эпох играл вулканализм. Активизация высоко эксплозивного магматизма в зонах конвергентных границ литосферных плит способствовала загрязнению атмосферы и, как следствие, благоприятствовала возникновению ледниковых эпох. Иной эффект производил внутриплитный магматизм, в эпохи доминирования которого на Земле преобладал теплый климат. Существенное влияние на климат особенно в эпохи похолодания оказывало также расположение континентов и наличие или отсутствие в их пределах крупных горных систем, определявших атмосферную и океаническую циркуляцию и влиявших на масштабы химического выветривания, в результате которого происходило поглощение парниковых газов. Наконец, наиболее регулярную периодичность в вариациях климата определяют особенности положения Земли на солнечной орбите (циклы Миланковича).

2. Вариации климата в позднем кайнозое Земли в значительной степени были связаны с орогеническими процессами в зоне коллизионного взаимодействия Индостанской и Северо-Азиатской литосферных плит. Первое глубокое похолодание Северного полушария, имевшее место 2.8–

2.5 млн. лет, совпало со временем быстрого роста гор по всей территории коллизионного пояса. В Южной Азии произошло окончательное оформление Тибетского плато в его современном виде, в пределах Центральной Азии в это время возникла крупная (>1.5 млн. км 2) Хангай-Алтае-Саянская горная страна. Совокупный размер области новейшего горообразования в Центральной и Южной Азии составил более 9 млн. км 2 . Рост гор сопровождался вулканической активностью внутриплитного типа свидетельствующей об участии подлитосферной мантии в процессах горообразования.

3. На протяжении последних 1.8 млн. лет климат в Центральной Азии характеризовался режимом, пограничным между ледниковым и межледниковым его состояниями. Вариации климата контролировались орбитальными параметрами Земли и изменялись согласно циклам Миланковича. Установлено соответствие между возрастом климатических событий байкальской осадочной записи и геохронологическим возрастом межледниковых и ледниковых этапов, реконструированных по лавовым образованиям Восточного Саяна и Байкальской горной области. Тот факт, что все лавы, сформировавшиеся в холодные периоды, несут признаки внутриледниковых излияний, позволяет предположить, что все эпохи похолодания, зафиксированные в Байкальской палеоклиматической записи после 1.8 млн. лет, сопровождались горными оледенениями. Из этого следует, что только в эпоху Брюнес их было не менее восьми.

4. Данные по мощности гиалокластитовых образований позволяют заключить, что в отдельные ледниковые периоды, в частности, в стадию МИС-18 и МИС-6 толщина ледникового панциря в Южно-Байкальской горной области и Восточных Саянах составляла многие сотни метров, возможно, достигая 3 км. Отмечено согласование в увеличении частоты смены “холодных” и “теплых” эпох и частоты лавовых излияний на протяжении последнего млн. лет.

5. Проведенные исследования свидетельствуют о взаимосвязи эндогенных (вулканализм и горообразование) и экзогенных (формирование ледников) процессов на протяжении последних 3 млн. лет в Центральной Азии. Эта связь, во-первых, определила прежде всего рост гор и формирование ледников в условиях высокогорья в “холодные” климатические эпохи, во-вторых, породила осциллирующую литосферную нагрузку на астеносферу в результате периодического возникновения и исчезновения мощных покровных ледников и, в-третьих, как нам кажется, вызвала перетекание горячей мантии в краевые участки астеносферной линзы, стимулируя тем самым процессы маг-

могенерации в краевых участках вулканической области.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (05-05-64000), грантов НШ-1145.2003.5 и НШ-2177.2003.5, ОНЗ РАН и интеграционного проекта СО РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса”, программы Президиума РАН №13 и интеграционного проекта СО РАН № 121.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артюшков Е.В.** Новейшие поднятия земной коры на континентах. 1. Методы изучения. Тибетское плато и Гималаи // Вестник ОГГГРН РАН. 1998. С. 50–69.
- Архипов С.А., Волкова В.С.** Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 106 с.
- Базаров Д.-Д.Б.** Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1987. 181 с.
- Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.Ф. и др.** Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 5. С. 1032–1037.
- Безрукова Е.В., Калугина Н.В., Летунова П.П., Шестакова О.Н.** Направленность изменений растительности и климата Байкальского региона за последние 5 миллионов лет (по данным палинологического исследования осадков озера Байкал) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 5. С. 739–749.
- Гептнер А.Р.** Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии // Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия, литология. М.: Наука, 1978. С. 155–185.
- Гросвальд М.Г.** Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 166 с.
- Гросвальд М.Г.** Оледенения и вулканизм Саяно-Тувинского нагорья // Изв. РАН. Сер. географ. 2003. № 2. С. 83–92.
- Добрецов Н.Л.** Что мы знаем и чего не знаем об эволюции // Наука из первых рук. 2004. № 1. С. 8–19.
- Добрецов Н.Л.** Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // Докл. РАН. 1997. Т. 357. № 6. С. 777–780.
- Додонов А.Е.** Четвертичный период Средней Азии. М.: ГЕОС, 2002. С. 247.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.** Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 310 с.
- Зорин Ю.А., Балк Е.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х.** Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Физика Земли. 1988. № 7. С. 32–42.
- Карабанов Е.Б.** Геологическое строение осадочной толщи озера Байкал и реконструкции изменения климата Центральной Азии в позднем кайнозое. Автoref. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы РАН, 1999. 72 с.
- Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др.** Оледенения и межледниковые Сибири – палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с западно-сибирской стратиграфией // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 48–63.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек.** М.: Наука, 2004. 297 с.
- Коллектив исполнителей байкальского бурового проекта. Результаты бурения первой скважины на озере Байкал в районе Бугульдейской перемычки // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 2. С. 3–32.
- Коллектив участников проекта “Байкал-бурение”. Непрерывная запись климатических изменений в отложениях оз. Байкал за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 139–156.
- Коллектив участников проекта “Байкал-бурение”. Позднекайнозойская палеоклиматическая запись в осадках озера Байкал (по результатам исследования 600-метрового керна глубокого бурения) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 1. С. 3–32.
- Кузьмин М.И., Карабанов Е.В., Каваи Т. и др.** Глубоководное бурение на оз. Байкал: основные результаты // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 8–35.
- Курганьков П.П., Мацера А.В.** Структурно-геоморфологический анализ внутриконтинентального многофазного вулканизма // Геология и геофизика. 1987. № 8. С. 43–50.
- Лурье М.Л., Обручев С.В.** Геологические исследования в северо-восточной Туве в 1945–1946 гг. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 4. С. 45–57.
- Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М.** Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Новосибирск: ГЕО, 2001. 250 с.
- Милановский Е.Е.** Краткий очерк истории геологического изучения Исландии // Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия, литология. М.: Наука, 1978. С. 9–18.
- Обручев С.В.** Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья. // Землеведение. 1950. Т. 3(43). С. 21–43.
- Рассказов С.В.** Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др.** Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя. Новосибирск: Наука, 2000. 282 с.
- Хайн В.Е.** Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 346 с.
- Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Бубнов С.Н.** К-Аг-изотопная систематика и возраст новейшего вулканизма Казбекской вулканической области, Большой Кавказ // Докл. РАН. 1999. Т. 367. № 6. С. 810–814.
- Чумаков Н.М.** Общая направленность климатических изменений на Земле за последние 3 миллиарда лет // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 5. С. 652–655.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И.** Динамика формирования и магматизм позднемезозойской-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г.** Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 3–33.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.** Внутриплитная позднемезозойская – кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии – про-

- екция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
- Ярмоляк В.В., Кузьмин М.И.* О взаимодействии эндогенных и экзогенных факторов в новейшей геологической истории юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. 2004. № 3. С. 55–78.
- Ярмоляк В.В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. и др.* Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология. 2001. № 3. С. 3–32.
- Baikal Drilling Project Members The new BDP98 600-m drill core from Lake Baikal: a key late Cenozoic sedimentary section in continental Asia // Quaternary International. 2000. V. 80–81. P. 19–36.
- Bemmelen R.W., Rutten M.G.* Tablemountains of Northern Iceland. Leiden: E.J. Brill, 1955. 217 p.
- Bloemendal J., deMenocal P.* Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements // Nature. 1989. V. 342. P. 897–900.
- Condie K.C.* Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge: University Press, 2001. 305 p.
- De Grave J., Buslov M.M., Haute van den P.* Intracontinental deformation in Central Asia: distant effects of India – Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalain J. Sciences. 2004. V. 2. P. 121–122.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D. et al.* Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian Mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // Intern. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 430–466.
- Edmonds J.* Himalayan tectonics, weathering processes and the strontium isotope record in marine limestones // Science. 1992. V. 258. P. 1594–1597.
- Gao S.S., Liu K.H., Davis P.M. et al.* Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone // J. Geophys. Research. 2003. V. 108 (B4). P. 5–1 – 5–12.
- Hay W.W.* The cause of the Late Cenozoic Northern Hemisphere glaciations: a climate change enigma // Terra Nova. 1992. V. 4. P. 305–311.
- Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F., Colman S.M.* The link between insolation, North Atlantic circulation and intense glaciations in Siberia during interglacial periods of late Pleistocene // Quaternary Res. 1998. V. 50. P. 46–55.
- Kukla G., Heller F., Ming L.X. et al.* Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility // Geology. 1988. V. 16. P. 811–814.
- Kutzbach J.E., Prell W.L., Ruddiman W.F.* Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau // J. Geol. 1993. V. 101. P. 177–190.
- Kuzmin M.I., Karabanov E.B., Prokopenko A.A. et al.* Sedimentation processes and new age constraints on rifting stages in Lake Baikal: results of deep-water drilling // Intern. J. Earth Sci. 2000. V. 88. P. 183–192.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Karabanov E.B. et al.* Paleoclimate Records from the Lake Baikal Sediments and Lava Formations of the South Baikal Volcanic Area. Long continental records from Lake Baikal / Ed. Kenji Kashiwaya. Springer-Verlag. Tokyo, 2003. P. 23–41.
- Maslin M.A., Haug G.H., Sarnthein M. et al.* Northwest Pacific site 882: the initiation of Northern Hemisphere glaciation / Eds. Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F., Proceed. Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1995. V. 145. P. 315–329.
- Molnar P., England P., Martinod J.* Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the Indian monsoon // Rev. Geophys. 1993. V. 31. P. 357–396.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. V. 189. P. 419–426.
- Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F. et al.* Biogenic silica record of the Lake Baikal response to climatic forcing during the Brunhes // Quaternary Res. 2001. V. 55. P. 123–132.
- Qiang X.K., Li Z.X., Powell C.McA., Zheng H.B.* Magnetostratigraphic record of the Late Miocene onset of the East Asian monsoon, and Pliocene uplift of northern Tibet // EPSL. 2001. V. 187. P. 83–93.
- Raymo M.E.* Geochemical evidence supporting T.C. Chamberlin's theory of glaciation // Geology. 1991. V. 19. P. 344–347.
- Raymo M.E., Ruddiman W.F.* Tectonic forcing of late Cenozoic climate // Nature. 1992. V. 359. P. 117–122.
- Richter F., Rowley D.B., DePaolo D.J.* Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics // EPSL. 1992. V. 109. P. 11–23.
- Rowley D.B., Pierrehumbert R.T., Currie B.S.* A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene // EPSL. 2001. V. 188. P. 253–268.
- Ruddiman W.F., Kutzbach J.E.* Forcing of Late Cenozoic Hemisphere climate by Plateau Uplift in Southern Asia and the American west // J. Geoph. Res. 1989. V. 94. № 15. P. 18409–18427.
- Ruddiman W.F., Kutzbach J.E.* Plateau Uplift and Climatic Change // Sci. Amer. 1991. V. 246. № 3. P. 66–77.
- Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H. et al.* Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region // Nature. 1984. V. 307. P. 620–623.
- Spicer R.A., Harris N.B.W., Widdowson M. et al.* Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years // Nature. 2003. V. 421. P. 622–624.
- Tapponnier P., Zhigin X., Roger F. et al.* Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau // Science. 2001. V. 294. P. 1677–1677.
- Williams D.F., Peck J., Karabanov E.B. et al.* Lake Baikal record of continental climatic response to orbital insolation during the past 5 million years // Science. 1997. V. 278. P. 1114–1117.
- Williams H.M., Turner S.P., Pearce J.A. et al.* Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in Southern and Northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modeling // J. Petrology. 2004. V. 45. № 3. P. 555–607.
- Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V. et al.* The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // Tectonophysics. 2003. V. 371. P. 153–173.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 552.52:551.71(470.5)

ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВА ВЕРХНЕЙ КОРЫ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ОСОБЕННОСТЯМ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА И УЧУРО-МАЙСКОГО РЕГИОНА

© 2006 г. А. В. Маслов*, В. Н. Подковыров**, Ю. Л. Ронкин*, М. Т. Крупенин*,
Э. З. Гареев***, В. М. Горожанин****

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

***Президиум УНЦ РАН, Уфа

****Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

Поступила в редакцию 07.09.2004 г., получена после доработки 15.02.2005 г.

В середине 80-х годов прошлого века изучение содержаний Th, Sc, La и отношений Th/Sc, La/Sc и Eu/Eu* в тонкозернистых терригенных породах позволило сделать вывод о том, что значительные вариации концентраций указанных элементов в послеархейское время отсутствовали. Это, однако, основывалось на весьма ограниченном материале по постархейским бассейнам Австралии, Новой Зеландии и Антарктиды и не позволяло достоверно судить о вариациях состава верхней коры в рифе и венде. В статье приведены результаты анализа вариаций Eu/Eu*, LREE/HREE, Th/Sc и La/Sc в тонкозернистых силикокластических породах позднего докембрия западного склона Южного Урала (Башкирский мегантиклиниорий) и Учуро-Майского региона (Учуро-Майская плита и Юдомо-Майский прогиб). В результате установлено, что только величина Eu аномалии в тонкозернистой силикокластике указанных районов практически тождественна оценке ее значения для постархейских сланцев мира. Три других параметра обнаруживают на протяжении рифея и венда ряд не всегда совпадающих во времени и выраженных с разной интенсивностью положительных и отрицательных экскурсов. Высказано предположение, что эти вариации отражают скорее всего этапы локальной геодинамической активизации и деструкции дорифейских кратонов и прогрессирующее на протяжении рифея рециклирование осадочного материала.

Ключевые слова. Поздний докембрий, Башкирский мегантиклиниорий, Учуро-Майская плита, Юдомо-Майский прогиб, изотопно-геохимические особенности тонкозернистых осадочных пород.

ВВЕДЕНИЕ

В середине 80-х годов прошлого века С. Тейлор и С. МакЛеннан (1988) проанализировали распределение различных (породообразующих, малых и редких) элементов в тонкозернистых осадочных породах, имеющих возраст от примерно 3.0 млрд. лет до современного, и на основании полученных данных наметили характер долговременных изменений состава верхней коры за последние 3 млрд. лет истории Земли. При этом постстратнепротерозойская (модальное 1.7 млрд. лет) геологическая летопись оказалась проанализирована с очень низким возрастным разрешением: она была разбита всего на два интервала – от 1.7 до 0.6 млрд. лет и от 0.6 млрд. лет доныне. Полученные данные о содержаниях в тонкозернистых терригенных породах некогерентных и когерентных элементов, в частности Th, Sc, La и величин отношениях Th/Sc, La/Sc и Eu/Eu*, а также LREE/HREE позволили названным авторам сде-

лать важный вывод о том, что нет доказательств, подтверждающих бесспорное значительное изменение содержания этих элементов в верхней коре в постархейское время. Этот вывод оказал первостепенное влияние на предлагавшиеся позднее модели эволюции континентальной коры в протерозое и фанерозое, так как предполагал, что любые поступления ювенильного материала в верхнюю кору из нижней коры и мантии не вели в это время к существенному изменению состава уже существовавшей коры.

Необходимо, однако, подчеркнуть, что данный вывод основывался на весьма ограниченном материале (всего 48 анализов) по постархейским породам Австралии, Новой Зеландии и Антарктиды. Эти данные, сведенные всего к двум точкам (рис. 1), не позволяют уверенно судить о вариациях состава верхней коры в течение рифея и венда, т.е. на протяжении более 1 млрд. лет.

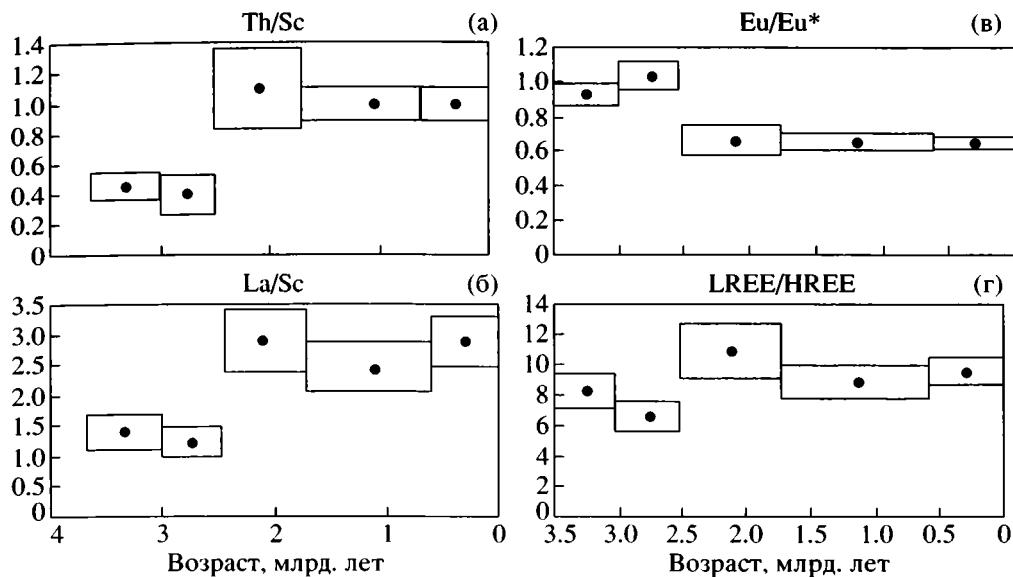


Рис. 1. Вариации значений Th/Sc (а), La/Sc (б), Eu/Eu* (в) и LREE/HREE (г) в разновозрастных тонкозернистых осадочных породах архея и фанерозоя Австралии, Новой Зеландии и Антарктиды, по данным (Тейлор, МакЛеннан, 1988).

Указанный пробел в настоящее время можно восполнить материалами изучения тонкозернистых силикокластических пород (глинистых сланцев и аргиллитов)¹ из представительных разрезов рифея и венда Северной Евразии, известных на западном склоне Южного Урала (Башкирский мегантиклиниорий) и на юго-востоке Якутии (Учуро-Майская плита и Юдомо-Майский прогиб)², для которых имеются как необходимые для этого геохимические данные (Маслов и др., 2000, 2001, 2004а; Подковыров, 2001; Подковыров и др., 2002, 2003), так и совокупность методически надежных изотопных датировок (U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr методы).

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Башкирский мегантиклиниорий, расположенный на западном склоне Южного Урала, является стратотипической местностью рифея и одновременно известен как область развития достаточно полных разрезов нижнего и верхнего венда (Шат-

ский, 1945, 1960; Келлер, 1968; Беккер, 1968, 1988; Стратотип рифея..., 1983; Вендская система..., 1985; Маслов и др., 2001, 2002).

Литостратиграфия рифея и венда Башкирского мегантиклиниория

Типовой разрез рифея объединяет три седиментационные серии – бурзянскую, юрматинскую и каратаускую. Венд представлен отложениями ашинской серии. Детальная характеристика этих серий приведена в работах (Стратотип рифея..., 1983; Нижний рифей..., 1989; Крупенин, 1999; Маслов и др., 2001, 2002), что позволяет не останавливаться подробно на их составе и строении.

Бурзянская серия включает три свиты (снизу вверх): айскую, саткинскую и бакальскую. Айская свита залегает с размывом и угловым несогласием на архейско-нижнепротерозойском тараташском комплексе. Вулканические породы, присутствующие в нижней части свиты, имеют возраст 1615 ± 45 млн. лет (U-Pb метод по цирконам) (Нижний рифей..., 1989). Карбонатные породы саткинской свиты прорываются гранитами рапакиви Бердяушского массива, возраст которых составляет 1348 ± 16 млн. лет (U-Pb метод по цирконам, Краснобаев, 1986). Возраст раннего диагенеза известняков березовской пачки малобакальской подсвиты бакальской свиты составляет по данным Pb-Pb метода 1430 ± 30 млн. лет (Кузнецов и др., 2001, 2003а). Рвущая отложения бакальской свиты в пределах Бакальского рудного поля “Главная дайка” имеет возраст 1360 ± 35 млн. лет (Rb-Sr метод) (Эльмис и др., 2000).

¹ Вслед за Н.В. Логвиненко (1984) мы понимаем под аргиллитами сцементированные, плотные, с незначительной по-ристостью глинистые породы, плохо размокающие или не размокающие в воде и не обладающие пластичностью. Глинистые сланцы, кроме перечисленных особенностей, характеризуются способностью легко раскалываться на тонкие плитки толщиной в несколько миллиметров.

² Далее в тексте эти структурно различные области распространения верхнепротерозойских отложений для краткости именуются Учуро-Майским регионом, как это сделано в работах (Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфиль, 1991; Подковыров, 2001; Сергеев, 2003 и др.).

Юрматинская серия объединяет машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиты. В конгломератах основания машакской свиты встречаются гальки и валуны кварцитопесчаников из юшинской свиты нижнего рифея (Анфимов и др., 1983; Ротару, 1983). Вулканогенные образования машакской свиты имеют возраст (U-Pb метод по цирконам и Rb-Sr метод по валовым пробам) 1330–1346 млн. лет (Краснобаев, 1986). Возраст глауконита (валовые пробы) из отложений авзянской свиты составляет порядка 1220 млн. лет (K-Ag метод) (Гаррис и др., 1964; Гаррис, 1977; Стратотип рифея..., 1983), однако, по мнению В.М. Горожанина (1997), значительная эпигенетическая перекристаллизация глауконита в отложениях рифея Башкирского мегантиклиниория не позволяет получить по нему датировки древнее 800 млн. лет.

Каратауская серия на западном крыле и в центральных районах Башкирского мегантиклиниория объединяет зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты; на восточном крыле мегантиклиниория выше укской свиты выделяется еще и криволукская свита.

Песчаники бирьянской подсвиты зильмердакской свиты содержат обломочные цирконы, минимальный изотопный возраст которых не превышает 1100 млн. лет (α -U метод) (Краснобаев, 1986; Стратотип рифея..., 1983). K-Ag возраст глауконита (валовые пробы) из верхней части катавской свиты и инзерской свиты составляет, соответственно, 970–938 и 790–683 млн. лет (Гаррис, 1977; Стратотип рифея..., 1983). По данным И.М. Горохова и Г.В. Овчинниковой с соавторами (Gorokhov et al., 1995; Овчинникова и др., 1995), Rb-Sr возраст раннедиагенетического иллита из глинистых сланцев инзерской свиты составляет 805–835 млн. лет. Время проявления раннего диагенеза в известняках подинзерских слоев датируется Pb-Pb методом в 836 ± 25 млн. лет (Овчинникова и др., 1998). В прослоях глинистых сланцев среди доломитов миньярской свиты присутствуют вазоподобные микрофоссилии *Melanocystolith* (Маслов и др., 1994), появляющиеся в геологической летописи несколько ранее 800 млн. лет назад (Porter, Knoll, 2000; Кузнецов и др., 2003б). По данным М.А. Гаррис (Гаррис, 1977; Стратотип рифея..., 1983), минералогически не изученный глауконит из нижней части миньярской свиты имеет возраст (K-Ag метод) 740–710 млн. лет. Г.В. Овчинникова и др. (1998) приводят средневзвешенное значение возраста доломитов миньярской свиты равное 778 ± 80 млн. лет (Pb-Pb метод). Возраст минералов группы глауконита, выделенных из песчаников нижней подсвиты укской свиты, составляет 688 ± 10 млн. лет (изохронный Rb-Sr метод) и 670 ± 10 млн. лет (K-Ag метод, Горожанин, 1990; Горожанин, Кутявин, 1986). Для Al-разности глауконита из этого же уровня Rb-Sr

методом получен возраст 664 ± 11 млн. лет (Зайцева и др., 2000). Прорывающие криволукскую свиту габбро-диабазы имеют возраст (Rb-Sr метод) порядка 660 млн. лет (Горожанин, 1995).

Ашинская серия на западном крыле Башкирского мегантиклиниория представлена бакеевской, урюкской, басинской, куккараукской и зиганской свитами. Возраст глауконита (K-Ag метод) из песчаников нижней части бакеевской свиты варьирует от 609 до 605 млн. лет. По данным Rb-Sr метода (Горожанин, 1995), возраст глауконита этого же уровня составляет 617 ± 12 млн. лет. Возраст (K-Ag метод) глауконита (валовые пробы) из песчаников урюкской свиты составляет от 582 до 569 млн. лет (Стратотип рифея..., 1983). Глауконит из песчаников и алевролитов басинской свиты датирован тем же методом в 600–557 млн. лет (Стратотип рифея..., 1983).

Особенности формирования осадочных последовательностей позднего докембрия Башкирского мегантиклиниория

Взгляды исследователей на обстановки формирования осадочных последовательностей рифея и венда Башкирского мегантиклиниория различны. Так, С.Н. Иванов с коллегами (Формирование земной..., 1986) отрицают существование в рифеях и венде к востоку от Урала океана и наличие в позднем докембрии на восточной окраине Восточно-Европейской платформы осадочных комплексов пассивных окраин.

По представлениям Е.Е. Милановского (1988), формирование Урало-Монгольского пояса проходило за счет ограниченной по масштабам деструкции протоконтинентальной коры в раннем–среднем рифее, что обусловило появление зон дробления и растяжения коры, сходных по своему строению с авлакогенами.

По данным А.М. Никишина с соавторами (1997), серия предрифейских орогенических фаз спаяла ряд террейнов в гигантский кратон – Балтику. В середине раннего рифея к востоку от Балтики произошло раскрытие океанического бассейна. В середине юрматиния кратон подвергся рифогенезу на восточной и западной периферии. В пределах последней был создан бассейн Торнквиста, закрытие которого в конце юрматиния привело к появлению Дальсландского орогена. Последний в начале каратаусия спаял Балтику вместе с Лаврентией, Гренландией и, предположительно, Амазонией в суперконтинент Родинию. Позднерифейские Предтиманский и Предуральский окраинно-континентальные бассейны характеризовались чертами пассивной рифтогенной окраины.

По данным В.С. Суркова с соавторами (1993), в начале рифея в центральной части Лавразии

был сформирован мантийный плюм, обусловивший появление сводового поднятия коры и веерообразной системы внутренних континентальных рифтогенных бассейнов. Рифейские комплексы западного сектора Урала гомологичны, по мнению названных авторов, осадочным последовательностям пассивных окраин молодых океанов. Сходные представления можно найти и в работах А.А. Моссаковского с соавторами (1996) и С.Г. Самыгина (2000).

В.Н. Пучков (2000, 2004) считает, что накопление отложений рифея и венда Башкирского мегантиклиниория происходило преимущественно в спокойной тектонической обстановке. Возникновение Уральского палеоокеана имело место в ордовике и было обусловлено откальванием от Балтики крупного массива континентальной коры.

С.Г. Самыгин и С.В. Руженцев (2003) предполагают, что уже в венде или рифее-венде вдоль восточной окраины Восточно-Европейского кратона существовал океанический бассейн, развитие которого с некоторыми перестройками продолжалось и позднее.

Детальные седиментологические и литологопалеогеографические исследования отложений рифея на территории Башкирского мегантиклиниория и расположенной к западу от него Волго-Уральской области показали, что раннерифейские осадочные последовательности выполняли обширную платформенную впадину и представлены грубообломочными континентальными и прибрежно-морскими образованиями, а также осадками умеренно глубоководных зон (Маслов, 1997а; Маслов, Ишерская, 1998). Накоплению отложений юрматинской серии предшествовала перестройка структурного плана. В начале среднего рифея на востоке Башкирского мегантиклиниория была сформирована относительно узкая рифтовая депрессия, где накопилось до 3000–3500 м вулканогено-осадочных образований. Впоследствии она трансформировалась в широкую надрифтовую впадину, охватившую и прилегающие районы Восточно-Европейского кратона. Вероятно около 1200 млн. лет назад область современного Башкирского мегантиклиниория испытала осушение и размытие ранее накопившихся отложений (Маслов, 2001).

В позднем рифее на восточной и северо-восточной периферии Восточно-Европейского кратона сформировался перикратонный прогиб (Маслов и др., 2001). В начале каратаевия в этот прогиб с запада и северо-запада поступала аркозовая кластика, накапливавшаяся в аллювиальных, аллювиально-дельтовых и прибрежно-бассейновых обстановках. Во второй половине зильмердакского времени формируются мелководно-морские терригенные образования, а в катаевское время – красноцветные мелководно-морские гли-

нисто-карбонатные отложения. На средних и верхних уровнях каратаевия доминируют мелководные силикокластические и карбонатные осадочные последовательности.

Основными поставщиками обломочного материала почти на всем протяжении рифея выступал Средневолжский мегаблок Восточно-Европейского кратона, сложенный архейскими гранитоидными, габбро-орбит-анортозитовыми и осадочно-вулканогенными комплексами, а также раннепротерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями, калиевыми гранитоидами и ультраметагенными комплексами, преимущественно кристаллическими породами раннего протерозоя (Богданова, 1986; Докембрийская геология..., 1988; Маслов и др., 2004а); только конгломераты машакского уровня сформированы, по всей видимости, в основном за счет размыва осадочных и осадочно-метаморфических пород нижнего рифея (Анфимов и др., 1983). Роль базитов и гипербазитов в этой коре, явившейся результатом эпигенетической фенитизации, была относительно невелика. Во второй половине позднего рифея, исходя из данных о распределении в разрезах инзерского уровня крупных литолого-фаунистических комплексов и присутствии в восточных разрезах миньярской свиты прослоев кварцевых песчаников, существовал, по всей видимости, и ограниченный снос силикокластики с востока (Маслов, 1988, 1997б).

Накопление осадков в рифея происходило, в основном, в седиментных обстановках; существенно менее продолжительными были гумидные и субгумидные эпохи (Гареев, 1989; Маслов и др., 2003а).

В раннем венде на территории современного Башкирского мегантиклиниория накапливались дистальные отложения шельфовых ледников, а также терригенные межледниковые отложения (Чумаков, 1998; Климат в эпохи 2004; Smith, 2001). Средне- и поздневенденский (от ~590 до 535 млн. лет назад) бассейн осадконакопления имел многие черты бассейна форландового типа (Беккер, 1968, 1988; Стратотип рифея..., 1983).

В венде осадочные последовательности Башкирского мегантиклиниория формировались как за счет западного (бакеевско-урюкское ? время), так и восточного (кук-караукско-зиганское время) источников (Беккер, 1968). Возможно, что в роли восточного источника кластики могло выступать Белорецкое поднятие, сформированное вследствие кадомского орогенеза (Пучков, 2000).

Изучение типоморфизма и U-Pb возраста обломочных цирконов (Willner et al., 2003) показало, что песчаники авзянской и зильмердакской свит содержат цирконы из высокометаморфизованных комплексов, гранитов S-типа, а также мета-

миктные разности. Возраст цирконов варьирует от 1.8 до 2.3 млрд. лет. Источником их являлся фундамент Восточно-Европейской платформы (Willner et al., 2003), что подтверждает наши выводы относительно состава и положения основных источников минерального питания рифейских бассейнов седиментации, полученные ранее на основе анализа петрографических материалов (Маслов, 1988; Maslov et al., 1997). В песчаниках куккараукской и басинской свит присутствуют также цирконы из кислых магматических пород, возраст которых варьирует от 643 до 512 млн. лет. Эти цирконы поступали в осадки предположительно за счет размыва Белорецкого террейна, эксгумация и внедрение которого в верхние горизонты коры произошли после 620 млн. лет.

Долговременные вариации Th/Sc, La/Sc, Eu/Eu и LREE/HREE в тонкозернистых силикокластических породах рифея и венда Башкирского мегантиклинория*

Для геохимической характеристики глинистых сланцев и аргиллитов бурзянской, юрматинской, каратауской и ашинской серий использована база данных, включающая более 100 определений содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ), Sc и Th, выполненных методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН под руководством Ю.Л. Ронкина. Методика подготовки образцов описана в работах (Маслов и др., 2004а, 2004б). Медианные содержания³ Th, Sc, La и величины их стандартных отклонений в глинистых сланцах и аргиллитах различных литостратиграфических подразделений верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория, количество проанализированных образцов, а также значения отношений La/Sc, Th/Sc, LREE/HREE и Eu/Eu* суммированы в табл. 1.

В своей работе мы исходили из того, что глинистые сланцы и аргиллиты позднего докембрия являются по своей природе в подавляющем большинстве случаев механогенными образованиями (Фролов, 1992). Именно механогенные глины позволяют, по мнению многих авторов (Мележик, Предовский, 1982; Тейлор, МакЛеннан, 1988; Ронов, Мигдисов, 1996; Маслов и др., 1999, 2001; Подковыров, 2001; Подковыров и др., 2002), реконструировать петрофонд и климат областей размыва, дополняя тем самым данные, которые могут быть получены по песчаникам и конгломератам. Постседиментационные (дометаморфические) процессы могли тем или иным образом изменить их первичный минеральный и, в некоторой степени, химический состав, структурные параметры самих минералов и структурно-текс-

турные особенности пород, однако в целом масштабы этих изменений значительно меньше, чем те, что имеют место в седиментогенезе (Фролов, 1992; Япсакурт, 1999).

Подробная характеристика состава глинистых сланцев и аргиллитов позднего докембрия Башкирского мегантиклинория дана в работе (Маслов и др., 1999) и здесь мы на ней не останавливаемся.

Отношение Th/Sc в большинстве образцов глинистых пород рифея и венда Башкирского мегантиклинория не выходит за рамки 0.57–1.0 (рис. 2, а). Только в глинистых сланцах зигальгинской и аргиллитах миньярской и суировской свит данное отношение составляет, соответственно, 1.30 ± 0.59 , 1.21 ± 0.50 и 1.12 ± 0.13 , что, с учетом величин стандартных отклонений, скорее всего не является принципиально значимым. В целом, медианное значение отношения Th/Sc в позднедокембрийских глинистых породах Башкирского мегантиклинория, равное 0.83 ± 0.37 , имеет промежуточную величину между теми его значениями, что типично по данным работы (Тейлор, МакЛеннан, 1988) для архейских (0.43 ± 0.07) и постархейских (1.0 ± 0.1) тонкозернистых осадочных пород. Это, как и в случае с Eu/Eu* (см. ниже), позволяет предполагать присутствие на палеоводосборах наряду с преобладающими раннепротерозойскими комплексами (Маслов и др., 2003б) и некоторой доли пород архея.

Величина отношения La/Sc в тонкозернистых силикокластических породах подавляющего большинства уровня рифея и венда варьирует от 1.90 ± 0.27 до 2.75 ± 0.48 (рис. 2, б). На этом фоне фиксируются два хорошо выраженных максимума – от середины саткинского до середины бакальского времени раннего рифея (примерно 1500–1470 млн. лет назад, 2.87 ± 0.71 и 2.87 ± 0.05) и в начале раннего венда (~610–620 млн. лет назад, 2.96 ± 0.55). Кроме того, в позднем рифеем намечаются два мезоцикла длительностью около 150–180 млн. лет (катаевско-инзерский и миньярско-укский или миньярско-суировский?), в течение каждого из которых происходил постепенный рост величины La/Sc в аргиллитах, завершившийся достаточно быстрым его спадом. Так, в аргиллитах катавской свиты, начинаящих первый мезоцикл, отношение La/Sc составляет 2.14 ± 0.08 , а в аргиллитах инзерской свиты, завершающих его, оно равно 2.66 ± 0.41 . Второй мезоцикл начинается аргиллитами миньярского уровня, в которых значение отношения La/Sc составляет 1.97 ± 0.65 ; вверх по разрезу они сменяются тонкозернистыми терригенными породами нижней подсвиты уксской и суировской свит, в которых величина указанного отношения равна, соответственно, 2.50 ± 0.49 и 2.96 ± 0.55 . В аргиллитах же басинской свиты венда величина отношения La/Sc примерно

³ Использование медианных значений позволяет дать обобщенную оценку аналитических данных с неизвестным характером распределения (Rock et al., 1987).

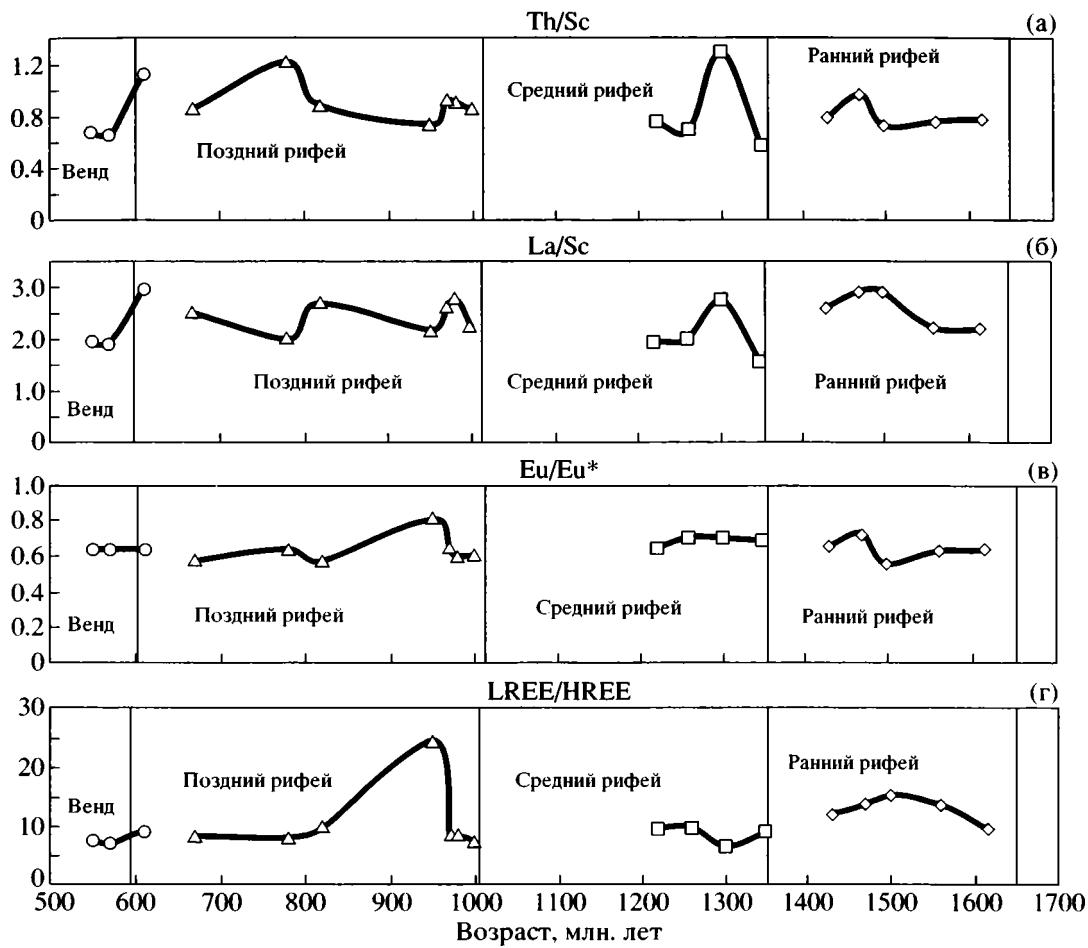


Рис. 2. Вариации медианных значений Th/Sc (а), La/Sc (б), Eu/Eu* (в) и LREE/HREE (г) в глинистых сланцах и аргиллитах верхнего докембия Башкирского мегантиклиниория.

равна его значению в породах миньярской свиты (1.90 ± 0.27). Медиана отношения La/Sc в позднедокембрийских глинистых сланцах и аргиллитах Башкирского мегантиклиниория составляет 2.23 ± 0.87 .

На протяжении большей части раннего и среднего рифея величина отношения Eu/Eu* варьировала от 0.62 ± 0.09 до 0.71 ± 0.04 и только в середине саткинского времени (~1500 млн. лет назад) снизилась до 0.55 ± 0.08 (рис. 2, в). Столь же низкие значения данного параметра можно видеть впоследствии еще дважды – в нугушское (>980 млн. лет назад, 0.59 ± 0.03) и инзерское (~820 млн. лет назад, 0.57 ± 0.03) время. Учитывая, что величина Eu аномалии без каких-либо изменений “транслируется” из пород источников сноса в накапливающиеся при их эрозии осадки, а интенсивные отрицательные европиевые аномалии есть свидетельство активного проявления в верхней коре процессов рециклирования и коровой контаминации, можно предполагать постепенное увеличение к концу рифея степени рециклирования РЗЭ в осадочном процессе. В катаклизмическое время (~950 млн. лет назад), напротив, в глинистых сланцах фиксируется значительное, до 0.80 ± 0.25 , повышение отношения Eu/Eu*, что может быть обусловлено появлением в первой половине позднего рифея на палеоводосборах каких-то объемов пород архея, для которых типична незначительная Eu аномалия или ее полное отсутствие (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Однако учитывая величину стандартного отклонения, этот вывод следует рассматривать как предварительный.

Медианное значение отношения Eu/Eu* в глинистых породах позднего докембия Башкирского мегантиклиниория составляет 0.64, что, с учетом величины стандартного отклонения (± 0.08), практически тождественно его значению в постархейском среднем австралийском глинистом сланце (PAAS, 0.66) (Nance, Taylor, 1976) и составном глинистом палеозойском сланце Северной Америки (NASC, 0.70) (Haskin et al., 1968).

Таблица 1. Медианные содержания (в г/т) Th, Sc, La и некоторые геохимические параметры глинистых сланцев и аргиллитов верхнего докембрия западного склона Южного Урала

Эратема, система	Венг	Возраст, млн. лет	Свита, подсвита	Кол-во проб	Th	Sc	La	La/Sc	Th/Sc	LREE/HREE	Eu/Eu*
Ашин-ская	550 570 609–617	Зиганская Басинская Суировская	7	13.55 ± 1.81	17.91 ± 2.45	37.93 ± 12.18	1.96 ± 0.78	0.68 ± 0.15	7.63 ± 1.91	0.64 ± 0.04	
			2	14.10 ± 0.40	21.47 ± 0.98	40.59 ± 3.90	1.90 ± 0.27	0.66 ± 0.01	7.27 ± 0.12	0.64 ± 0.002	
			3	6.50 ± 5.12	5.86 ± 3.72	17.36 ± 16.01	2.96 ± 0.55	1.12 ± 0.13	9.27 ± 0.81	0.64 ± 0.03	
Поздний рифей	от 688 ± 10 до 664 ± 11 740–710* 778 ± 80 805–835 836 ± 25 938–970*	Нижняя подсвита укской свиты Миньярская Инзер-ская Верхняя часть Нижняя часть Катаевская Бедерышин-ская подсвита Зильмер-дакская Нугушская подсвита Бирьянская подсвита	3	9.53 ± 5.77	11.20 ± 3.57	27.98 ± 13.28	2.50 ± 0.49	0.85 ± 0.27	8.33 ± 0.64	0.57 ± 0.06	
			8	13.86 ± 5.30	9.20 ± 6.90	19.41 ± 8.58	1.97 ± 0.65	1.21 ± 0.50	7.96 ± 1.32	0.63 ± 0.07	
			9	15.70 ± 2.78	16.73 ± 4.40	44.64 ± 8.31	2.66 ± 0.41	0.88 ± 0.12	9.83 ± 0.93	0.57 ± 0.03	
			2	13.93 ± 0.43	19.13 ± 2.34	40.84 ± 3.56	2.14 ± 0.08	0.73 ± 0.07	24.33 ± 0.91	0.80 ± 0.25	
			7	13.37 ± 2.41	16.05 ± 5.06	43.98 ± 9.20	2.59 ± 0.45	0.91 ± 0.15	8.30 ± 1.24	0.64 ± 0.04	
			5	12.51 ± 5.67	12.05 ± 5.27	38.12 ± 16.03	2.75 ± 0.48	0.90 ± 0.13	8.42 ± 1.23	0.59 ± 0.03	
			9	17.91 ± 7.20	16.56 ± 8.02	33.97 ± 26.15	2.21 ± 0.96	0.85 ± 0.81	7.20 ± 2.17	0.60 ± 0.07	
			9	12.30 ± 4.65	16.61 ± 6.67	31.63 ± 12.27	1.92 ± 0.82	0.75 ± 0.32	9.44 ± 7.01	0.64 ± 0.08	
			9	9.69 ± 4.72	12.85 ± 6.45	27.00 ± 12.22	2.01 ± 0.60	0.70 ± 0.11	9.50 ± 1.31	0.69 ± 0.11	
			4	7.02 ± 4.34	6.57 ± 2.41	16.02 ± 9.03	2.74 ± 1.90	1.30 ± 0.59	6.43 ± 1.45	0.69 ± 0.19	
Средний рифей	Юрматинская	Авзянская Зигазино-комаровская Зигальгинская Машакская	9	12.32 ± 3.76	22.61 ± 7.01	42.2 ± 23.29	1.55 ± 1.89	0.57 ± 0.16	8.96 ± 1.89	0.68 ± 0.07	
			4	15.16 ± 0.72	18.87 ± 0.53	48.13 ± 4.56	2.59 ± 0.26	0.79 ± 0.05	11.86 ± 0.99	0.65 ± 0.02	
			3	17.65 ± 0.95	16.80 ± 1.69	48.63 ± 3.98	2.87 ± 0.05	0.96 ± 0.09	13.61 ± 1.10	0.71 ± 0.04	
			3	14.35 ± 2.38	19.66 ± 6.80	55.50 ± 5.07	2.87 ± 0.71	0.73 ± 0.27	14.92 ± 4.05	0.55 ± 0.08	
			4	13.87 ± 0.85	18.17 ± 0.43	40.27 ± 4.67	2.21 ± 0.22	0.76 ± 0.06	13.54 ± 1.91	0.62 ± 0.09	
Ранний рифей	Бурзянская	Нижнее подразделение айской свиты (навышская, липовская и чудинская подсвиты)	4	14.09 ± 0.86	18.34 ± 0.81	40.10 ± 1.85	2.19 ± 0.05	0.78 ± 0.07	9.61 ± 1.02	0.63 ± 0.05	

Примечание. Прямым шрифтом показаны методически надежные датировки, курсивом – условные значения возраста, принятые при построении рисунков 2, 3 и 4; * – датировки по глаукониту (К-Аг метод, валовые пробы); ** – минимальные возраста обломочных цирконов (α -Uб метод).

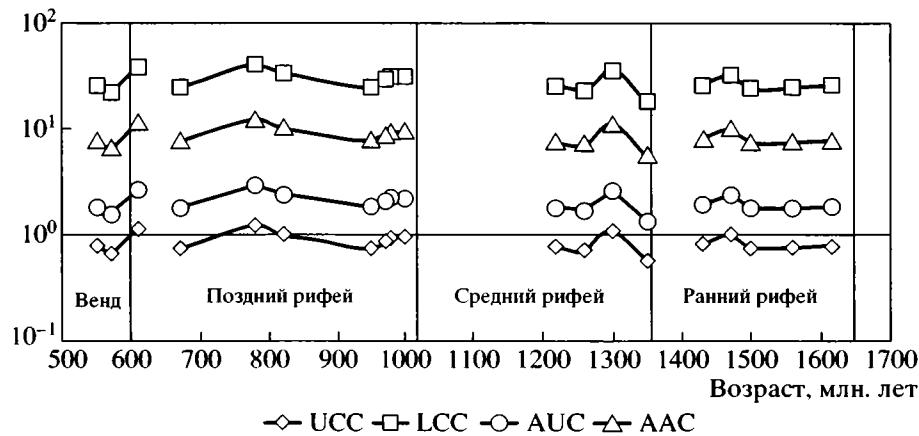


Рис. 3. Вариации медианных значений Th/Sc в тонкозернистых силикокластических породах рифея и венда Башкирского мегантиклинория, нормированные на значения этого отношения в различных типах коры.
UCC – верхняя континентальная кора; LCC – нижняя континентальная кора; AUC – архейская верхняя кора; AAC – средняя андезитовая кора.

Достаточно надежным индикатором состава верхней коры считается величина отношения LREE/HREE (McLennan, Taylor, 1991; Taylor, McLennan, 1995; Condie, 1997 и др.). В глинистых породах бурзянской и юрматинской серий, т.е. на протяжении весьма длительного отрезка времени, от примерно 1635 до 1000 млн. лет, это отношение изменяется от 6.43 ± 1.45 (зигальгинский уровень) до 14.92 ± 4.05 (половинкинская подсвита саткинской свиты), что указывает на существенные вариации состава пород в областях размыва. Позднерифейско-вендская последовательность Башкирского мегантиклинория вписывается в целом в более жесткие рамки вариаций LREE/HREE (от 7.20 ± 2.17 до 9.83 ± 0.93), однако на этом фоне в катавское время (~980–940 млн. лет назад) данное отношение имеет экстремально высокое значение (24.33 ± 0.91) (рис. 2, г). На наш взгляд, это обусловлено возрастанием в указанный промежуток времени на палеоводосборах доли архейских субстратов, имеющих в целом весьма высокие отношения LREE/HREE (>15) и незначительную величину Eu/Eu* (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Медианное значение отношения LREE/HREE для тонкозернистых силикокластических пород всего разреза рифея и венда Башкирского мегантиклинория составляет 9.06 ± 3.71 , тогда как по данным работы (Тейлор, МакЛеннан, 1988), в тонкозернистых осадочных породах, сформированных в интервале 1.7–0.6 млрд. лет, этот параметр равен 8.9 ± 0.9 .

Нормирование медианных значений отношения Th/Sc в тонкозернистых глинистых породах различных литостратиграфических подразделений рифея и венда Башкирского мегантиклинория на значения этого же параметра в верхней (UCC) и нижней (LCC) континентальной коре, а также верхней коре архея (AUC) и средней анде-

зитовой коре (AAC) (Taylor, McLennan, 1995) показывает, что на протяжении почти всего рассматриваемого интервала времени состав размывавшейся коры был более близок к стандартному составу UCC (рис. 3). Только для самого начала среднего рифея (время накопления отложений машакской свиты), можно предполагать, что состав пород на палеоводосборах имел промежуточные характеристики, между типичными для UCC и AUC.

Глинистые сланцы и аргиллиты стратотипического разреза рифея имеют Nd модельный возраст, варьирующий от 2.5 до 1.7 млрд. лет (Маслов и др., 2003б), что указывает на преимущественный размыв на протяжении всего рифея раннепротерозойских комплексов фундамента восточного сегмента Восточно-Европейской платформы. При сравнении значений $\epsilon_{Nd}(T)$ в тонкозернистых терригенных породах различных подразделений стратотипа обнаруживается только один уровень его заметного сдвига в сторону меньших значений, который мог бы рассматриваться как отражение привноса ювенильного мантийного материала в верхнюю кору – в глинистых сланцах бакальской свиты нижнего рифея $\epsilon_{Nd}(T)$ составляет -8 , тогда как в глинистых породах машакской свиты среднего рифея этот параметр равен -4.9 (рис. 4). Исходя из сказанного, можно предполагать, что в конце бурзянния в областях сноса имело место внедрение в верхние горизонты верхней коры ювенильного мантийного материала, который и обусловил наблюдаемый некоторый подъем значений $\epsilon_{Nd}(T)$ в тонкозернистых силикокластических осадках машакской свиты. Однако оценить объем этого материала не представляется возможным. Альтернативным объяснением указанного феномена мог быть прямой привнос ювенильного мантийного компонента в машак-

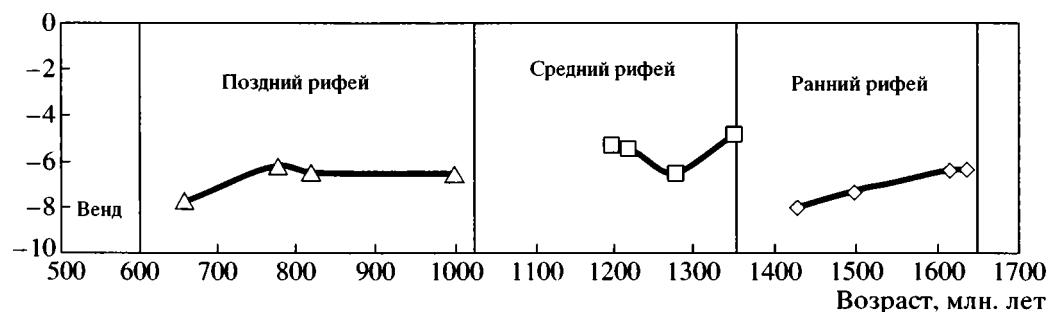


Рис. 4. Вариации $\epsilon_{Nd}(T)$ в глинистых сланцах и аргиллитах стратотипического разреза рифея.

кое время за счет вулканических процессов, так как в разрезах машакской свиты нет признаков конседиментационных размывов силлов и покровов базальтов (Парначев и др., 1986; Маслов и др., 2001).

Сопоставляя средние значения отношений Eu/Eu^* , LREE/HREE, Th/Sc и La/Sc в архейских и постархейских тонкозернистых осадочных породах, с одной стороны, и значения указанных отношений в глинистых породах рифея и венда Башкирского мегантиклинория, с другой (табл. 2), можно видеть, что только первый из названных параметров в позднедокембрийских глинистых породах Башкирского поднятия практически равен тому значению, что указано С. Тейлором и С. МакЛеннаном (1988) для постархейской и, в частности, позднепротерозойской тонкой силикокластики. Три других отношения имеют промежуточные значения между теми, что типичны для архейской и постархейской тонкой силикокластики. Это позволяет предполагать, что являвшаяся источником основного объема силикокластики для позднедокембрийских осадочных последовательностей западного склона Южного Урала верхняя кора Средневолжского мегаблока Русской платформы имела в целом несколько менее зрелый характер, нежели сформированная к кон-

цу раннего протерозоя “стандартная” UCC (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Taylor, McLennan, 1995).

Таким образом, вариации отношений Th/Sc, La/Sc, Eu/Eu* и LREE/HREE в тонкозернистых терригенных породах позднего докембия Башкирского мегантиклинория обнаруживают ряд хорошо выраженных экскурсов в сторону как меньших, так и больших, по сравнению с теми величинами, что даны С. Тейлором и С. МакЛеннаном (1988) для глинистых пород, сформированных в интервале 1700–600 млн. лет назад. Эти вариации характерны главным образом для позднего рифея и венда и не всегда совпадают друг с другом во времени или выражены с разной интенсивностью. События, приведшие к появлению указанных экскурсов, имели, вероятно, различные причины. В Башкирском мегантиклинории в интервале от 1650 до примерно 550 млн. лет известен ряд магматических событий (Стратотип рифея..., 1983; Формирование земной..., 1983; Алексеев, 1984; Маслов и др., 2001), которые, по всей видимости, так или иначе повлияли на состав накапливавшейся в области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала тонкой силикокластики. Вместе с тем, как мы увидим в дальнейшем, ряд экскурсов отношений LREE/HREE, Eu/Eu*, Th/Sc и La/Sc в области

Таблица 2. Значения отношений Eu/Eu^* , LREE/HREE, Th/Sc и La/Sc в тонкозернистых силикокластических породах различного возраста, по данным работы (Тейлор, МакЛеннан, 1988) и отложениях верхнего докембия западного склона Южного Урала и Учуро-Майского региона

Отношения	Данные С. Тейлора и С. МакЛеннана (1988)			Западный склон Южного Урала	Учуро-Майский регион
	архейские породы	постархейские породы	породы, сформированные в интервале времени 1.7–0.6 млрд. лет назад	породы, сформированные в интервале времени 1.65–0.54 млрд. лет назад	
Eu/Eu^*	0.99 ± 0.05	0.65 ± 0.02	0.65 ± 0.03	0.65 ± 0.06	0.62 ± 0.13
LREE/HREE	7.4 ± 0.8	10 ± 1	8.9 ± 0.9	8.59 ± 3.65	
Th/Sc	0.43 ± 0.07	1.0 ± 0.1	1.0 ± 0.1	0.77 ± 0.17	0.75 ± 0.24
La/Sc	1.3 ± 0.2	2.7 ± 0.3	2.4 ± 0.6	2.23 ± 0.40	2.4 ± 0.75

больших или меньших значений не имеют видимой связи с известными нам событиями.

После раннеайского (~1.615 млрд. лет назад) эпизода “рассеянного” рифтогенеза и формирования щелочных основных вулканитов навышского комплекса и примерно вплоть до 1.5 млрд. лет, значения отношений LREE/HREE и La/Sc в глинистых породах бурзянской серии имели тенденцию к постепенному увеличению, отношение Th/Sc на несколько процентов уменьшилось, а Eu аномалия снизилась от 0.62–0.63 до 0.55. Глинистые породы нижнебакальского уровня (~1.47 млрд. лет назад) по сравнению с глинистыми сланцами половинкинской подсвиты саткинской свиты, наоборот, характеризуются резким увеличением европиевой аномалии и симбатным, ярко выраженным ростом отношения Th/Sc.

Отношение LREE/HREE в глинистых породах всего типового разреза рифея варьирует в довольно узких рамках (6–12–15) и только аргиллиты катаевского уровня каратауской серии имеют аномально высокое медианное значение данного параметра (>24). Показательно, что какие-либо магматические или метаморфические события в областях сноса или в бассейне седиментации в рассматриваемый промежуток времени, по всей видимости, отсутствовали.

Сложнопостроенное машакское рифтогенное событие⁴, маркирующее в типовом разрезе рубеж между ранним и средним рифеем, оказало существенное влияние на состав накапливавшейся в Башкирском мегантиклиниории в конце бурзания и первой половине юрматиния тонкой силикокластики, так как в интервале от примерно 1430 млн. лет (время накопления карбонатных образований березовской пачки малобакальской подсвиты бакальской свиты) до 1360–1348 млн. лет в глинистых породах наблюдается падение значений LREE/HREE, Th/Sc и La/Sc, свидетельствующее о влиянии на процессы осадконакопления магматических образований основного и (?) ультраосновного состава.

На появление примерно в это же время на палеоводосборах ювенильного мантийного материала предположительно указывает и сдвиг в сторону меньших значений величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в глинистых сланцах машакской свиты по сравнению со

значениями данного параметра в тонкозернистых силикокластических породах бакальской свиты (Маслов и др., 2003б). По-видимому, в связи с этим событием также снижена величина LREE/HREE в глинистых породах в интервале от примерно 1350 до 1300 млн. лет. Однако к концу авзянского времени LREE/HREE в глинистых сланцах вновь возрастает, что свидетельствует о появлении в областях размыва значительного (?) объема кислых магматических пород и поступлении в область осадконакопления заметного количества слабо преобразованной процессами выветривания аркозовой силикокластики. На это же, по всей видимости, указывают и нарастание к середине среднего рифея (авзянский уровень, около 1220–1200 млн. лет назад) величины отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в глинистых сланцах, увеличение в них суммы РЭ и отношения La_N/Yb_N (Маслов и др., 2004а).

Отношения Th/Sc и La/Sc ведут себя иначе. Уже примерно через 50 млн. лет после кульминации машакского эпизода рифтогенеза, в зигальгинское время⁵, глинистые сланцы и мелкозернистые глинистые алевролиты обнаруживают резкие экскурсы отношений Th/Sc и La/Sc в области значений, свидетельствующих о разрушении на палеоводосборах комплексов пород, сходных по составу с корой, где доминируют гранитоиды. Впрочем, через 30–40 млн. лет (время расчетное) после этого, в глинистых сланцах зигазино-комаровского уровня названные отношения снижаются до типичных для большинства других уровней стратотипа.

Глинистые сланцы основания зильмердакской свиты каратауской серии (бирьянская подсвита), накапливавшиеся в интервале от примерно 1000 до 980 млн. лет (обе цифры расчетные, см. (Маслов, 2001), характеризуются значениями отношений LREE/HREE и Eu/Eu* несколько меньшими, чем те, что были типичны для глинистых сланцев авзянского уровня юрматиния (~1220–1200 млн. лет назад). Показательно, что в аргиллитах бирьянской и нугушской подсвит зильмердакской свиты величина Eu/Eu* меньше, чем та, что типична для PAAS и примерно соответствует значению, присущему коре с доминированием гранитоидов или UCC (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Cullers, 1995). Отношения Th/Sc и La/Sc в тонкозернистой силикокластике названного уровня несколько выше, чем в авзянских глинистых сланцах.

В нугушское и бедерышинское время Th/Sc и La/Sc в аргиллитах возрастают примерно на 12–15%; несколько увеличивается, хотя и не достига-

⁴ В Башкирском мегантиклиниории это событие представлено полифазным Бердяушским массивом гранитов рапаки-ви (1348 ± 16 млн. лет назад (Нижний рифей..., 1989), рябиновскими гранитами (1350 млн. лет назад (Тугаринов и др., 1970), Кусинско-Копанской расслоенной интрузией габброидов (1300 млн. лет (Горожанин, 1998), основными вулканитами и силлами машакской свиты (1348 ± 30 млн. лет назад (Нижний рифей..., 1989) и, по-видимому, комагматической им “Главной дайкой” Бакальского рудного поля, внедрившейся в терригенно-карбонатные образования верхней подсвиты бакальской свиты 1360 ± 35 млн. лет назад (Эльмис и др., 2000).

⁵ Это расчетная оценка времени накопления отложений зигальгинской свиты, вычисленная с учетом мощности и скоростей накопления разнофациональных отложений юрматинской серии среднего рифея (подробнее см. в Маслов, 2001 и др.).

ет уровня PAAS, и значение отношения Eu/Eu*. Максимально резкий рост значений LREE/HREE и Eu/Eu* (соответственно, на 290 и 120%) наблюдается в разрезе каратауской серии на уровне примерно в 950 млн. лет (катавская свита); параллельно в аргиллитах происходит заметное (на 18–20%) снижение параметров Th/Sc и La/Sc. Далее вплоть до времени накопления отложений зиганского уровня (~550 млн. лет назад) величина LREE/HREE изменяется в достаточно небольших пределах (от 7.27 до 9.83), причем наименьшие ее значения характерны для аргиллитов верхней части ашинской серии. Европиевая аномалия обнаруживает ряд спадов и подъемов от 0.57 до 0.64; минимальные ее значения наблюдаются примерно 820 (инзерский уровень) и 670 (нижнеукский уровень) млн. лет назад.

Весьма примечательно, что на всем протяжении суировско-зиганского времени, от 610 до примерно 550 млн. лет назад, отношение Eu/Eu* в аргиллитах стабильно и составляет 0.64. Величины Th/Sc и La/Sc от ~950 до 820 млн. лет растут, однако в дальнейшем, вплоть до зиганского времени (~550 млн. лет), изменения их носят в ряде случаев противоположный характер.

Падение значений Th/Sc и La/Sc в суировско-зиганское время составляет около 40%, что сопоставимо с изменением указанных параметров во время машакского рифтогенного события. Так как и в первом, и во втором случаях не наблюдается каких-либо значимых изменений Eu/Eu*, а отношение LREE/HREE снижается незначительно, можно предполагать, что как среднерифейское машакское, так и поздневендское басинско-зиганское снижения величин Th/Sc и La/Sc, указывающие на возрастание на палеоводосборах роли пород основного и ультраосновного ряда, не были связаны с появлением в областях размыва существенных объемов архейской коры, что, как мы увидим ниже, было типично для Учуро-Майского региона.

Так как в последнее время (Пучков, 2000, 2004; Willner et al., 2003) белорецкий метаморфический комплекс (террейн) рассматривается в качестве основного источника сноса для формирования верхневендских осадочных последовательностей Башкирского мегантиклинория, то было бы логично предполагать, что именно размывы слагающих его образований и обусловил указанное выше снижение величин отношений Th/Sc и La/Sc. Однако субстрат комплекса имеет преимущественно сиалический характер, тогда как на долю эклогитов и амфиболитов, образовавшихся по силлам основного состава, приходится не более 10% общего объема комплекса (Алексеев и др., 2002; Галиева, 2004). Следовательно, существенного влияния на уменьшение в аргиллитах конца позднего венда значений отношений Th/Sc и La/Sc

размыв белорецкого комплекса скорее всего оказался не мог.

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ УЧУРО-МАЙСКОГО РЕГИОНА

Сибирский гипостратотип рифея объединяет учурскую, аимчанскую, керпильскую, лахандинскую, уйскую и юдомскую серии. Учурская серия отвечает нижнему рифею, аимчанская и керпильская принадлежат среднему рифею, а лахандинская и уйская – верхнему (Семихатов, Серебряков, 1983; Сергеев, 2003). Юдомская серия имеет поздневендский возраст (Овчинникова и др., 2003; Семихатов и др., 2003). Состав и строение разрезов всех названных выше крупных литостратиграфических подразделений неоднократно описан в литературе, что позволяет нам ниже на этих материалах подробно не останавливаться.

Литостратиграфия рифея и венда Учуро-Майского региона

Учурская серия объединяет в Учурской впадине гонамскую, омахтинскую и эннинскую свиты, а в пределах Юдомо-Майского прогиба – пионерскую, трехгорную, димскую и белореченскую свиты (Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфиль, 1991; Сергеев, 2003). Начало накопления осадочных последовательностей гипостратотипа рифея оценивается в 1600?–1520 млн. лет (Khudoley et al., 2001). По данным В.Ю. Шенфеля (1991), возраст (K-Ar метод) глауконита (валовые пробы) из песчаников гонамской свиты Учурской впадины составляет 1450–1520 млн. лет, а из пород омахтинской свиты – 1360 млн. лет. Источники сноса в раннем рифе распологались к западу и северо-западу от учурского бассейна (Семихатов, Серебряков, 1983; Подковыров и др., 2002).

Аимчанская серия объединяет талынскую и светлинскую свиты. Возраст минералогически неизученного глауконита (K-Ar метод, валовые пробы) из песчаников талынской свиты составляет 1210–1230 млн. лет (Казаков, Кнорре, 1973; Семихатов и др., 1973; Шенфиль, 1991).

Керпильская серия объединяет тоттинскую, малгинскую и цыпандинскую свиты. Максимальные значения возраста глауконита (K-Ar метод) из песчаников тоттинской свиты, которые могут быть приняты за наиболее достоверную оценку времени накопления отложений, составляют порядка 1170–1070 млн. лет (Шенфиль, 1991; Сергеев, 2003). Наиболее молодая ассоциация обломочных цирконов из терригенных пород тоттинской свиты имеет возраст 1300 ± 50 млн. лет (Худолей и др., 1999; Khudoley et al., 2001). Pb-Pb возраст известняков малгинской свиты составляет, по данным Г.В. Овчинниковой с соавторами

1043 ± 14 млн. лет (Овчинникова и др., 2001). Хемостратиграфические данные (Bartley et al., 2001) позволяют предполагать, что малгинская свита моложе 1250 млн. лет.

Источниками сноса в керпильское время были расположенные к западу от среднерифейского бассейна кристаллические комплексы фундамента Сибирской платформы, хотя возможно существовали и локальные поднятия внутри бассейна (Семихатов, Серебряков, 1983; Khudoley et al., 2001; Подковыров и др., 2002).

Лахандинская серия включает две свиты – нерюенскую и игниканскую. Pb-Pb возраст карбонатных пород нижней части лахандинской серии составляет 1025 ± 40 млн. лет (Семихатов и др., 2000). Карбонатные породы сухотунгусской свиты, залегающей в Туруханском поднятии между аналогами малгинской и нерюенской свит, имеют возраст (Pb-Pb метод) 1035 ± 60 млн. лет (Bartley et al., 2001).

Отложения лахандинской серии сформированы за счет материала, поступавшего, по всей видимости, как с запада, из внутренних районов Сибирской платформы, так и с Батомского поднятия фундамента, расположенного к югу и юго-востоку от позднерифейского бассейна (Подковыров и др., 2002).

Завершает разрез верхнего рифея в Юдомо-Майском прогибе уйская серия, в состав которой входят кандыкская и усть-кирбинская свиты. Синхронные времена накопления отложений нижней части уйской серии проявления основного магматизма имеют возраст 1000–975 млн. лет (U-Pb метод по баделлеиту) (Khudoley et al., 2001). Наиболее молодая ассоциация обломочных цирконов в породах нижней части уйской свиты имеет возраст 1057 ± 28 млн. лет (U-Pb метод) (Rainbird et al., 1998).

Тонко- и грубозернистая силикокластика поступала в бассейн уйского времени с расположенных к западу от него выступов кристаллического фундамента Сибирского кратона, а также с локальных поднятий, в роли одного из которых, возможно, выступал расположенный восточнее Охотский массив (Khudoley et al., 2001; Подковыров и др., 2002).

Юдомская серия объединяет в бассейне рр. Юдома и Мая отложения аимской и усть-юдомской свит. Возраст раннего диагенеза карбонатов усть-юдомской свиты составляет, по данным U-Pb метода, 553 ± 23 млн. лет (Овчинникова и др., 2003).

Особенности формирования осадочных последовательностей позднего докембрия Учуро-Майского региона

В раннем и среднем рифе в Учуро-Майском регионе существовали интракратонные седиментационные бассейны, источниками сноса для которых выступали магматические и метаморфические комплексы пород, близкие по составу к УСС, а также протерозойские гранодиоритовые массивы (Худолей, 2003). Высокие значения отношения Zr/Sc в песчаниках учурской и керпильской серий указывают на значительное рециклирование силикокластики. Областями размыва выступали как западные по отношению к Учуро-Майскому региону районы (само Сибирская платформа), откуда поступали цирконы с возрастами 2.02–2.06 млрд. лет, так и гипотетический восточный блок, поставлявший в осадки цирконы с возрастами 2.06–1.82 и 1.55–1.32 млрд. лет (цирконы с последними возрастами в комплексах пород фундамента Сибирской платформы не известны (Розен, 2001; Котов, 2003).

Локальное распространение в осадочных последовательностях раннего и среднего рифея, а также на Анабарском и Алданском щитах, имеют магматические комплексы основного состава (щелочные и толеитовые базальты с высокими содержаниями B, K и Pb, пониженными значениями Th, Nb, Sr и ряда других элементов и $\epsilon_{Nd}(T)$ порядка –0.1) фиксирующие несколько импульсов рифтогенеза, имевших место около 1.50, 1.38 и 1.32 млрд. лет назад (Подковыров и др., 2001а).

Во время формирования отложений нижней части уйской серии (~0.95–1.00 млрд. лет назад) на западе в размывы были вовлечены магматические и метаморфические породы фундамента, близкие по геохимическим характеристикам к протерозойским гранитоидам Алданского щита. Накопление осадочных образований верхней части уйской серии происходило за счет разрушения несколько менее зрелой коры (кора с доминированием гранодиоритов). Источниками силикокластики в это время выступали внутрибассейновые поднятия и/или восточный (?) массив суши. Параллельно с накоплением терригенных толщ уйской серии происходило становление мощных силлов и покровов диабазов (Rainbird et al., 1998; Худолей, 2003).

Рифтогенез начала позднего рифея привел в Учуро-Майском регионе к исчезновению восточного источника сноса и, по всей видимости, был связан с формированием крупной рифтовой системы, располагавшейся к северо-востоку от современного Южного Верхоянья. В дальнейшем, в течение почти всего позднего рифея, на рассматриваемой территории происходила деструкция

континентальной коры. Наиболее яркими реперами окончательного распада Родинии и глобальной перестройки Сибирского континента в конце позднего рифея являются толеитовые и бимодальные вулканиты Байкало-Муйской зоны, Присаянья, а также офиолиты и островодужные вулканиты южной периферии Сибирского кратона с возрастами порядка 650–510 млн. лет (Подковыров и др., 2001а; Семихатов и др., 2002).

В венде, палеозое и мезозое восточная периферия Сибирского кратона развивалась как пассивная рифтогенная окраина (Худолей, 2003; Верниковский, Метелкин, 2004). Анализ U-Pb и U-Th-Pb (SHRIMP) возрастов обломочных цирконов (Khudoley et al., 2001) свидетельствует, что в раннеюдомское время главными источниками силикокластики являлись раннепротерозойские комплексы фундамента Сибирской платформы.

По данным В.И. Сухорукова (2003), на всем протяжении позднего докембрия на рассматриваемой территории существовала пассивная окраина Северо-Азиатского кратона. В конце раннего рифея здесь проявилась эльсонская фаза складчатости, с которой во внутренних районах Верхоянского пояса совпало становление массивов гранитоидов и вывод на дневную поверхность блоков пород основного и ультраосновного состава. Материал разрушения последних (зерна хромита и Сг-шпинелидов) присутствует в песчаниках базальных уровней талынской свиты аимчанской серии. В начале позднего рифея вследствие гренвильской фазы тектогенеза на рассматриваемой территории сформировался краевой прогиб, выполненный орогенным комплексом. После этого произошло внедрение многочисленных субплакстовых интрузий долеритов и излияние потоков толеитовых и умеренно-щелочных базальтов, маркировавших крупный эпизод рифтогенеза. Завершился позднерифейский этап, по мнению В.И. Сухорукова, процессами складкообразования. С началом венда связан еще один импульс континентального рифтогенеза, сопровождавшийся формированием пестроцветных терригенных грабеновых фаций и становлением щелочных ультраосновных и карбонатитовых массивов. В то же время Г.Г. Серкина с соавторами (2004) указывает, что ни один из рифейско-среднепалеозойских уровней накопления терригенного материала на юго-восточной окраине Сибирского кратона не содержит индикаторов размыва пород океанической коры.

Долговременные вариации Th/Sc, La/Sc и Eu/Eu* в тонкозернистых силикокластических породах рифея и венда Учуро-Майского региона⁶

Использованная при изучении осадочных ассоциаций рифея и венда Учуро-Майского региона база данных включает более 30 анализов редких и редкоземельных элементов, выполненных методом ИНАА в Университете штата Канзас, США. Методика подготовки образцов описана в работах (Котов и др., 1995; Подковыров и др., 2002). Так как аналитическая база для тонкозернистых терригенных отложений позднего докембрия Учуро-Майского региона существенно меньше, чем та, что характеризует глинистые сланцы и аргиллиты Башкирского мегантиклинория, медианные значения отношений элементов и стандартные отклонения для каждого из подразделений рифея и венда (табл. 3) не рассчитывались.

Фиксируемый в начале раннего рифея (~1.5 млрд. лет назад) в Учуро-Майском регионе по геологическим данным эпизод рифтогенеза, по-видимому, не оказал существенного влияния на состав поступавшей в область осадконакопления тонкой силикокластики. Во всяком случае резких изменений отношений Th/Sc и La/Sc в глинистых сланцах трехгорной и димской свит не наблюдается; просматривается только их очень слабый рост к концу раннего рифея, что указывает на стабильный размыв в это время блоков зрелой континентальной коры, сформированной за счет кратонизации Сибирской платформы в конце раннего протерозоя (Семихатов, 1974; Докембрейская геология..., 1988).

В глинистых породах учурской серии Nd модельный возраст составляет от 2.3 до 2.1 млрд. лет при $\epsilon_{Nd}(T)$ варьирующем от –4.0 до –6.9 (Подковыров и др., 2002). Внедрение же в эльсонскую фазу во внутренних районах Верхоянского пояса гранитоидов и вывод в область размыва, как указывает В.И. Сухоруков (2003), пород основного и ультраосновного состава, привело к резкому падению значений Th/Sc и La/Sc в глинистых породах талынской свиты и параллельному снижению величины Eu/Eu*. Возможно, что размывавшиеся в это время источники сноса имели существенную долю архейского компонента (Подковыров и др., 2002).

В светлинское и тоттинское время влияние магнит-ультрамагнитовых рифтогенных комплексов на состав осадков по геохимическим данным уже не столь очевидно; накапливавшиеся в это время тонкозернистые силикокластические осадки имели значения Eu/Eu*, Th/Sc и La/Sc, сходные с теми, что преобладали в раннем рифе. Аргиллиты

⁶ Определение содержаний некоторых редкоземельных элементов в ряде образцов аргиллитов рифея Учуро-Майского региона не проводилось, в связи с этим значения отношения LREE/HREE для них не рассчитаны.

Таблица 3. Содержания (в г/т) Th, Sc и La и некоторые геохимические параметры аргиллитов позднего до-кембрия Учуро-Майского региона

Эратема, система	Серия	Свита		Возраст, млн. лет	Th	Sc	La	La/Sc	Th/Sc	Eu/Eu*
Венд	Юдомская	Усть-юдомская		553	Преимущественно карбонатные породы					
		Аимская		570	0.48	29.2	24.6	0.8	0.3	0.68
Верхний рифей	Уйская	Усть-кирбинская	Верхняя часть	940	1.17	20.2	42.5	2.1	0.75	0.50
			Нижняя часть	980	1.36	19.3	33.6	1.7	0.72	0.59
		Кандыкская		1000	0.79	15.1	39.5	2.6	0.94	0.59
	Лахандинская	Игниканская		1015	0.96	16.8	56.9	3.4	1.0	0.49
		Неруенская		1025	1.42	21.8	58.6	2.7	0.94	0.52
Средний рифей	Керпильская	Тоттинская	Верхняя часть	1150 (1170–1070**)	0.72	21.1	49.6	2.4	0.84	0.70
			Нижняя часть	1200 (1300*)	1.2	16	50	3.1	0.88	0.54
	Аимчанская	Светлинская		1280	0.89	17.5	42.4	2.4	0.74	0.71
		Талынская		1350 (1230–1210**)	0.85	31.9	28.3	0.9	0.24	0.99
Нижний рифей	Учурская	Димская		1400	0.38	13.1	33.3	2.5	0.76	0.74
		Трехгорная	Верхняя часть	1550	0.38	10.3	25	2.4	0.7	0.62
			Нижняя часть	1600–1520*	0.51	11.7	26.9	2.3	0.48	0.68

Примечание. Прямым шрифтом показаны методически надежные датировки; курсивом – условные значения возраста, принятые при построении рисунков 5 и 6; * – U-Pb возраст обломочных цирконов; ** – датировки по глаукониту (K-Ag метод, валовые пробы).

тоттинской свиты Майской плиты характеризуются $T_{Nd}(DM) = 1.8$ млрд. лет, а величина $\epsilon_{Nd}(T)$ составляет в них +0.3, что, на наш взгляд, указывает на привнос в область осадконакопления в начале среднего рифея ювенильного мантийного материала. Не исключено, однако, что источниками сноса для рециклированного материала аргиллитов тоттинского уровня могли являться породы ювенильной континентальной коры раннего протерозоя⁷.

Мощный импульс рифтогенеза, имевший место в Учуро-Майском регионе на рубеже среднего и позднего рифея, привел к резкому (почти в 2 раза) падению в глинистых породах отношения La/Sc – от 3.4 в игниканских аргиллитах до 1.7 в глинистых породах нижней части усть-кирбинской свиты. Менее резко, всего на 25–28%, в том же временном интервале снижается в тонкозернистой силикластике и величина отношения Th/Sc.

⁷ Это предположение высказано А.Б. Котовым в отзыве на данную работу.

В аргиллитах нерюенской свиты лахандинской серии Майской плиты Nd модельный возраст составляет ~1.6 млрд. лет, а величина $\epsilon_{Nd}(T)$ в них, так же как и на тоттинском уровне, положительная (+0.4). Это, на наш взгляд, позволяет предполагать, что в нерюенское время имел место еще один эпизод поступления в верхнюю кору ювенильного мантийного материала. Весьма низкие (близкие к талынским) значения отношений Th/Sc и La/Sc в аргиллитах аимской свиты позволяют предполагать, что процессы предвенского рифтогенеза также оказали существенное влияние на формирование состава тонкозернистой силикокластике юдомской серии. Об этом же свидетельствуют и среднерифейский Nd модельный возраст (1.3 млрд. лет) аимских аргиллитов и весьма высокие значения в них $\epsilon_{Nd}(T) = -0.3$ (Подковыров и др., 2002).

Наблюдающееся вверх по гипостратотипическому разрезу рифея приближение спектров РЗЭ к тем, что типичны для глинистых отложений чехла платформ (NASC, PAAS), как и возрастание в ряде случаев роли тяжелых РЗЭ, указывают, по

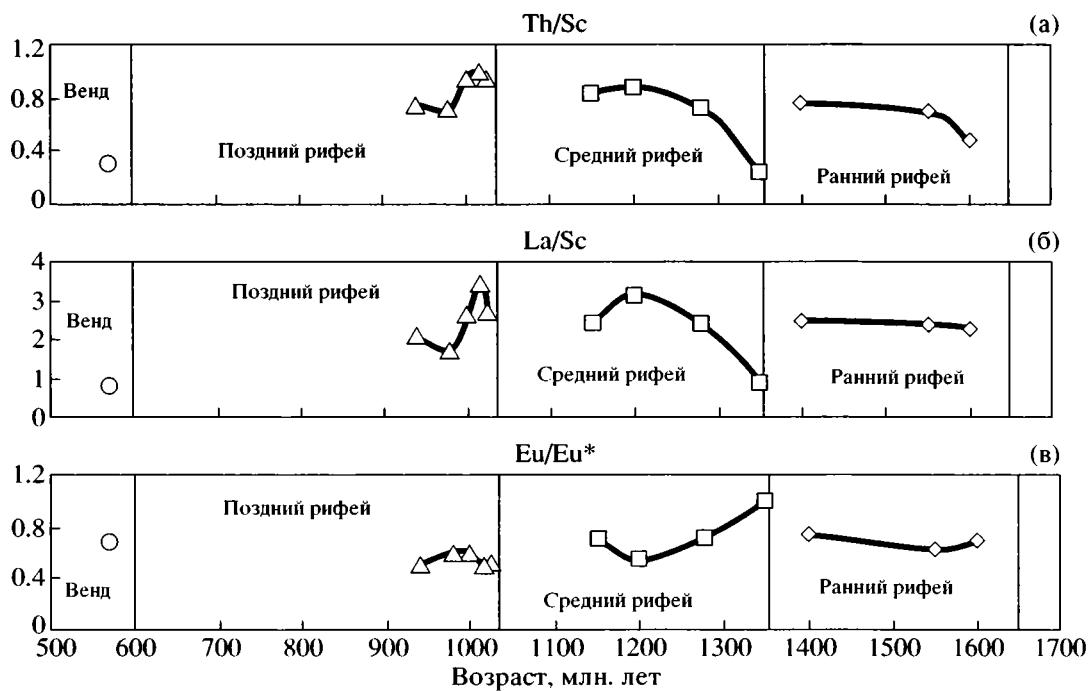


Рис. 5. Вариации отношений Th/Sc (а), La/Sc (б) и Eu/Eu* (в) в глинистых сланцах и аргиллитах верхнего докембрая Учуро-Майского региона.

всей видимости, на усиление процессов рециклирования осадочного материала (Подковыров и др., 2002, 2003).

Величина отношения Th/Sc в аргиллитах учурской серии растет вверх по разрезу от 0.48 (низы трехгорной свиты) до 0.70 (верхи трехгорной свиты) и 0.76 (димская свита) (рис. 5, а). В основании талынской свиты аимчанской серии этот параметр почти в три раза меньше (0.24). Вверх по разрезу величина Th/Sc постепенно увеличивается и в глинистых сланцах верхней части серии, на тоттинском уровне, почти в 3–3.5 раза выше, чем в тонкозернистых глинистых породах базальных уровней серии.

Максимально высокие значения этого отношения (0.94–1.00) характерны для аргиллитов неруенской, игнинской и каньонской свит лахандинской и уйской серий; в аргиллитах завершающей уйскую серию усть-кирбинской свиты указанный параметр снижается до 0.72–0.75. Аргиллиты аимской свиты основания юдомской серии, как и тонкозернистые терригенные породы талынской свиты аимчанской серии, характеризуются весьма низким отношением Th/Sc (0.30). Типичные для аргиллитов аимчанской и юдомской серий минимальные величины отношения Th/Sc обусловлены, по всей видимости, повышенными содержаниями в них Sc, что обуславливает сходство этих пород с “примитивными” (архейскими?) корово-мантийными субстратами (Подковыров, 2001).

Максимальные, близкие к PAAS значения отношения Th/Sc характерны для глинистых пород среднего и верхнего рифея Учуро-Майского региона. Исходя из сказанного, можно предположить, что размыв в это время затрагивал преимущественно зрелую кору континентальных блоков (Cullers, Podkovyrov, 2000; Подковыров и др., 2002). Это подтверждается и данными изучения возраста обломочных цирконов (Khudoley et al., 2001). Для аргиллитов талынской свиты среднего рифея, в отличие от других уровней гипостратотипа, предполагается размыв более основного субстрата или более глубоких горизонтов континентальной коры (Подковыров и др., 2002). На преобладание в талынское время в источниках сноса плагиогранитов (и их, возможно, архейский возраст) указывает и положение фигуративных точек аргиллитов данного уровня на диаграмме La–Th–Sc.

Отношение La/Sc в глинистых породах верхнего докембрая Учуро-Майского региона ведет себя почти симбатно параметру Th/Sc (рис. 5, б). Так, в глинистых сланцах нижнерифейской учурской серии снизу вверх отношение Th/Sc весьма слабо растет, в тонкозернистых терригенных породах среднего рифея названное отношение от талынского уровня (0.9) к низам тоттинского увеличивается уже весьма существенно (от 0.9 до 3.1), тогда как в верхах последнего оно составляет 2.4 – столько же, сколько и на светлинском уровне. В глинистых сланцах неруенской свиты осно-

вания лахандинской серии величина отношения La/Sc равна 2.7. Выше по разрезу La/Sc возрастает до 3.4 (игниканский уровень), а затем резко снижается, составляя в тонкозернистых терригенных породах кандыкской свиты 2.6, а в аргиллитах нижней части усть-кирбинской свиты – 1.7. И только в сланцах верхней части усть-кирбинской свиты названный параметр немного выше (2.1).

Интересные выводы дает анализ изменений указанных выше отношений на границах крупных седиментационных серий как в Башкирском мегантиклиниории, так и в Учуро-Майском регионе. К примеру, на границе раннего и среднего рифея в обоих регионах наблюдается достаточно резкое падение значений отношений Th/Sc и La/Sc , что указывает на преобладание на водоносбах начала среднего рифея более основных пород, нежели это было характерно для конца бурзия. Параллельно резкое увеличение Eu/Eu^* в глинистых породах основания керпильской серии Учуро-Майского региона указывает на существенное увеличение на палеоводосборах доли пород архея; в Башкирском мегантиклиниории этого нет. На границе среднего и позднего рифея в обоих регионах величины отношений Th/Sc и La/Sc практически не меняются. Это можно интерпретировать как постоянство состава палеоводосборов на протяжении большей части среднего рифея, за исключением самого начала юрматиния в Башкирском мегантиклиниории, когда, как мы видели выше, произошло относительно кратковременное (?), но резкое увеличение доли кислых пород на палеоводосборах.

В позднем рифеев просматривается несколько менее резко выраженных подъемов и спадов значений отношений Th/Sc и La/Sc . Минимальные величины Th/Sc и La/Sc в аргиллитах нижней части карагауской серии (катаевский уровень) достаточно хорошо коррелируются с повышением в них значений Eu/Eu^* , что может свидетельствовать о вовлечении в размывы материала геохимически менее зрелого, чем UCC. В аргиллитах верхнего рифея Учуро-Майского региона величина Eu/Eu^* существенно ниже, чем та, что характерна для PAAS и UCC, что, во-первых, может быть связано с размывом в это время на палеоводосборах весьма зрелого субстрата, а во-вторых, являться отражением активных процессов внутриструктурового рециклирования материала без привноса нового ювенильного вещества.

Отношение Eu/Eu^* варьирует в аргиллитах учурской серии от 0.62 до 0.74 (рис. 5, в), обнаруживая слабую тенденцию к возрастанию к концу раннего рифея. В аргиллитах из основания среднерифейской аимчанской серии указанный параметр поднимается до 0.99, тогда как в тонкозернистых терригенных породах вышележащих

светлинской и тоттинской серий величина Eu аномалии составляет от 0.54 до 0.71 при общей тенденции к снижению до рубежа 1200 млн. лет и некоторому небольшому последующему росту. Характеризующиеся отсутствием Eu аномалии аргиллиты талынской свиты по особенностям спектра распределения РЗЭ близки к архейским аргиллитам. Аргиллиты лахандинской и уйской серий характеризуются заметно более низкими величинами данного отношения (в аргиллитах верхней части усть-кирбинской свиты Eu/Eu^* составляет 0.50, в аргиллитах низов усть-кирбинской и кандыкской свит – 0.59). Повышенное по сравнению с другими уровнями содержание в аргиллитах нижней части лахандинской серии тяжелых РЗЭ позволяет предполагать доминирование в источниках сноса в раннелахандинское время кислых магматических пород и вовлечение в процессы осадконакопления более древнего осадочного (рециклированного) материала (Подковыров и др., 2002). Тонкозернистые терригенные породы аимской свиты юдомской серии венда имеют заметно более высокое почти соответствующее PAAS значение отрицательной Eu аномалии (0.68). Это существенно выше, чем типично для тонкозернистых терригенных пород верхнего рифея Учуро-Майского региона. Примечательно, что по характеру спектров РЗЭ аргиллиты основания венда близки к глинистым породам талынской свиты среднего рифея, однако от последних их отличает хорошо выраженная Eu аномалия.

Сопоставляя средние значения отношений La/Sc , Th/Sc и Eu/Eu^* в позднедокембрийских отложениях Учуро-Майского региона (см. табл. 3), с теми, что приведены С. Тейлором и С. МакЛеннаном (1988) для тонкозернистых терригенных образований, сформированных в интервале 1.7–0.6 млрд. лет, можно видеть, что в обоих случаях тождественна только величина отношения La/Sc . Отношения же Th/Sc и Eu/Eu^* в глинистых породах рифея и венда Учуро-Майского региона значительно меньше тех, что даны в работе (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Наиболее простым объяснением указанного феномена является предположение о меньшей зрелости тех блоков верхней коры, которые являлись источниками тонкой силикокластики для осадочных последовательностей рифея и венда Учуро-Майского региона. Причиной этого могло являться как присутствие на палеоводосборах относительно крупных блоков пород архея, так и привнос ювенильного мантийного материала, фиксируемый по вариациям в глинистых породах позднего докембра значений $T_{Nd}(DM)$ и $\epsilon_{Nd}(T)$.

Анализ Nd модельных возрастов аргиллитов рифея и венда Учуро-Майского региона дают весьма интересную информацию о составе, типах и возрасте источников тонкой силикокластики для

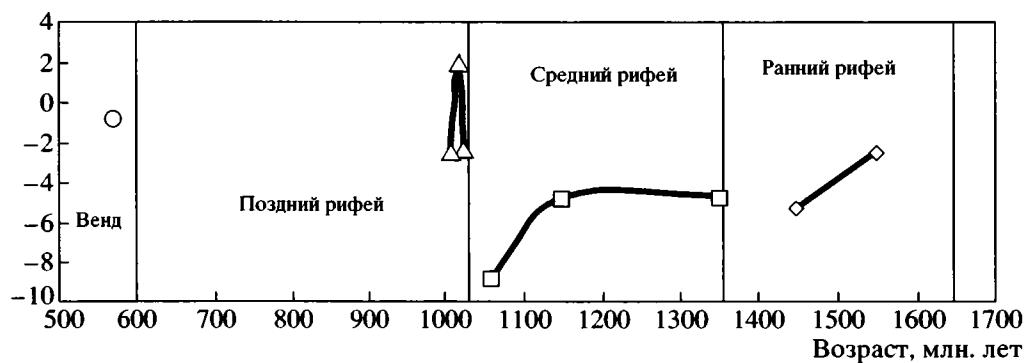


Рис. 6. Вариации $\epsilon_{Nd}(T)$ в аргиллитах верхнего докембрия Учуро-Майского региона.

седиментационных бассейнов, существовавших в позднем докембрии на территории Восточной Сибири (Подковыров и др., 2002, 2003). Так, аргиллиты учурской серии раннего рифея, талынской и тогтунской свит среднего рифея Юдомо-Майского прогиба характеризуются раннепротерозойскими значениями $T_{Nd}(DM)$ – 2.3–2.1 млрд. лет, тогда как аргиллиты тогтунской свиты из разрезов Майской плиты имеют существенно более молодые значения $T_{Nd}(DM)$ = 1.8 млрд. лет, что позволяет предполагать появление в области размыва ювенильного мантийного материала. Аргиллиты вышележащего керпильско-лахандинского уровня имеют значения $T_{Nd}(DM)$, варьирующие от 1.9 до 1.4. Напротив, аргиллиты усть-кирбинской свиты уйской серии характеризуются увеличением Nd модельного возраста до 1.7 (Юдомо-Майский прогиб) и 2.1 млрд. лет (Майская плита). Наконец, тонкозернистые силикокластические породы юдомской серии венда имеют наиболее молодые из перечисленных выше значения Nd модельного возраста (1.3 млрд. лет), что предполагает появление в это время на палеоводосборах достаточно молодого – рифейского, а возможно и собственно венского ювенильного материала. Вариации величины $\epsilon_{Nd}(T)$ в аргиллитах позднего докембрия Учуро-Майского региона (рис. 6) также вполне определенно указывают на существование ряда крупных новаций состава размывавшихся комплексов пород и общей схемы минерального питания бассейнов седиментации.

Суммируя все сказанное выше, можно видеть, что в Учуро-Майском регионе в течение рифея имело место двукратное поступление в область осадконакопления ювенильного мантийного материала, в результате чего в аргиллитах происходило существенное уменьшение Nd модельного возраста и резкое, вплоть до положительных значений, увеличение величины $\epsilon_{Nd}(T)$.

Если кратко привязать теперь выявленные выше изменения основных геохимических отношений в аргиллитах позднего докембрия Учуро-Майского региона к хронометрической шкале, то

первое, что мы увидим – это резкий экскурс отношений Th/Sc и La/Sc в область весьма низких значений, имевший место, по всей видимости, почти сразу после 1400 млн. лет. Это событие сопровождалось и резким уменьшением в аргиллитах величины Eu/Eu*. Далее, примерно до 1280 млн. лет, отношения Th/Sc и La/Sc симбатно растут, а Eu/Eu* падает. В самом начале позднего рифея в интервале, длительностью всего около 50 млн. лет (1025–980 млн. лет), наблюдается резко выраженный экскурс значений Th/Sc и La/Sc в область высоких значений (2.7 → 3.4 → 2.6 → 1.7). Европеевая же аномалия ведет себя в это время достаточно спокойно, резкого снижения ее, как в начале юрматиния, нет. По всей вероятности, это связано с тем, что в самом начале времени накопления позднерифейской осадочной последовательности Учуро-Майского региона (1025–1015? млн. лет назад) в бассейн поступала тонкая силикокластика из областей размыва, в которых доминировала зрелая континентальная кора. Затем, примерно 1005?–980? млн. лет назад, в размыв был вовлечен существенно менее зрелый материал, что обусловило заметное снижение указанных выше отношений.

ОБСУЖДЕНИЕ ДАННЫХ

Полученные нами данные о вариациях в тонкозернистых терригенных породах типовых разрезов позднего докембрия Северной Евразии (Башкирский мегантиклиниорий и Учуро-Майский регион) содержаний РЗЭ, Th, Sc и значениях ряда их индикаторных отношений, позволяют видеть, что только отношение Eu/Eu* практически тождественно для постархейской тонкой силикокластики (Тейлор, МакЛеннан, 1988) и проанализированных в настоящей работе глинистых пород позднедокембрийских осадочных последовательностей. Относительная стабильность (в пределах точности наблюдений) величины Eu/Eu* в тонкозернистых терригенных образованиях в постархейское время почти ни у кого из исследователей

сейчас сомнений не вызывает. Некоторые же ее изменения в ту или иную сторону связаны с локальными изменениями состава палеоводосборов и палеотектонических обстановок (Taylor, McLennan, 1995).

Значения же отношений Th/Sc, La/Sc и LREE/HREE в глинистых породах позднего докембрия Башкирского поднятия и Учуро-Майского региона отличаются, и подчас весьма существенно от принятых С. Тейлором и С. МакЛенном (1988) для тонкозернистых осадочных пород позднего докембрия. В стратотипическом разрезе рифея мы видим это в разрезе бурзяния, на рубеже между нижним и средним рифеем, а также в каратавии и венде, а в гипостратотипе – на рубеже раннего и среднего, а также среднего и позднего рифея. Выражены эти экскурсы с разной интенсивностью и не всегда совпадают по времени. С большой долей вероятности можно предполагать, что вариации названных отношений определялись в первую очередь составом палеоводосборов, т.е. фактором локальным и лишь их резкое и более или менее синхронное уменьшение в обоих указанных регионах отражают, возможно, этапы субглобальной (гренвильской, кадомской и/или др.) геодинамической активизации и деструкции дорифейского фундамента с проникновением в верхнюю континентальную кору значительных объемов ювенильного мантийного материала.

Башкирский мегантиклиниорий. Практически весь ранний рифей прошел здесь под знаком накопления продуктов размыва зерлой консолидированной коры Восточно-Европейской платформы (Маслов и др., 2003б, 2004в), сформированной к концу раннего протерозоя в процессе завершения кратонной стадии магматической эволюции Земли, сопровождавшейся интенсивным первично-сиалическим магматизмом (Богданова, 1986; Богатиков и др., 1987).

Причина резких вариаций отношений Eu/Eu* и Th/Sc на уровне ~1470 млн. лет остается пока не ясной; возможно, это результат локальных вариаций состава палеоводосборов (например, усиления процессов химического фракционирования верхней континентальной коры с образованием К-гранитоидов, имеющих достаточно высокие значения Eu/Eu* (Тейлор, МакЛенна, 1988).

Примерно с этого же уровня начинается заметное снижение значений LREE/HREE, Th/Sc и La/Sc; однако, Eu аномалия в интервале 1430–1260? млн. лет остается практически постоянной и немного превышает ее значение в PAAS, т.е. размывавшиеся субстраты были немного более зерлыми, чем средний состав постархейской коры. Указанные изменения несомненно связаны со сложноструктурированным машакским рифтогенным эпизодом, не приведшим, однако, к разрыву континентальной коры, и не имевшим боль-

шой длительности. Достаточно сказать, что уже в глинистых сланцах зигальгинской свиты значения Th/Sc и La/Sc сопоставимы или даже выше, чем в глинистых породах нижнего рифея.

После примерно 1200 млн. лет на рассматриваемой территории, по всей видимости, наступает длительный континентальный перерыв, происходит размыв части ранее накопившихся отложений и внедряется ряд дайковых роев, маркирующих обстановки ограниченного растяжения коры. Важно однако отметить, что, исходя из значений отношений LREE/HREE и Eu/Eu* в глинистых сланцах бурзянской и юрматинской серий, на всем протяжении раннего и в первой половине среднего рифея в областях размыва преобладала зерлая континентальная кора. Примерно такой же состав имела верхняя кора на палеоводосборах и в начале позднего рифея, в зильмердакское время, когда на всем протяжении западного склона Урала началось формирование крупного перикратонного прогиба, являвшегося, возможно, пассивной окраиной Палеоазиатского океана (Хайн, 2001; Добрецов, 2003), хотя с таким выводом согласны далеко не все исследователи.

Некоторое понижение значений отношений Th/Sc и La/Sc в катаевское время (~950 млн. лет назад) и параллельное резкое увеличение LREE/HREE и Eu/Eu*, возможно указывает на кратковременный размыв блоков коры с существенной долей архейского компонента.

Вариации отношений Eu/Eu*, Th/Sc и La/Sc 820–780 и 680–670 млн. лет назад объяснения пока не находят. Единственным разумным предположением, на наш взгляд, является возможное влияние на процессы осадконакопления в это время инзерского орогенного события (~800 млн. лет) и основного магматизма аршинской эпохи (~680 млн. лет). Достаточно ярко выражен в позднедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклиниория эпизод снижения отношений Th/Sc и La/Sc в аргиллитах басинской и зиганской свит (значения LREE/HREE и Eu/Eu* в несколько более длительном, суировско-зиганском интервале остаются, однако, примерно постоянными). Казалось бы логичным связать это событие с размывом основных пород (или пород нижней коры) Белорецкого террейна, однако последний, как мы видели выше, примерно на 90% представлен сиалическим субстратом (Галиева, 2004 и др.) и не мог, следовательно, обеспечить почти 40% падение значений названных индексов на уровне 570–550 млн. лет назад.

Учуро-Майский регион. Формирование осадочных толщ рифея началось здесь с размыва зерлой континентальной коры Сибирского края. Об этом свидетельствуют геологические данные (Акульшина и др., 1972; Семихатов, 1974; Келлер и др., 1984; Докембрийская геология....

1988), величины отношений Th/Sc и La/Sc в глинистых сланцах нижнего рифея, близкие к тем, что типичны для UCC, и сходные с PAAS значения Eu/Eu*. Возможно, какую-то часть сиалического материала поставляли в бассейн и кислые магматические породы, локализованные к востоку от Учуро-Майского региона (Худолей, 2003). Примерно 1.5, 1.38 и 1.32 млн. лет назад здесь имели место импульсы рифтогенеза, однако к разрыву сплошности континентальной коры они не привели. На рубеже раннего и среднего рифея произошло становление массивов гранитоидов, а также вывод на дневную поверхность блоков коры основного и ультраосновного составов, что привело к резкому падению в глинистых сланцах талынской свиты (~1.35 млрд. лет) значений отношений Th/Sc и La/Sc и почти полному исчезновению Eu аномалии. Предполагается, что все сказанное выше было следствием рифтогенеза, однако по влиянию на изотопно-геохимические характеристики глинистых пород данное событие не сопоставимо, на наш взгляд, с процессами рифтогенеза машакского времени в типовой области развития рифея и, следовательно, параллель между ними провести, скорее всего, нельзя.

В дальнейшем, от примерно 1280 до 1025 млн. лет, размыв вновь затрагивал преимущественно консолидированную раннепротерозийскую кору ($\text{Th/Sc} \approx 0.74-0.88$; $\text{La/Sc} \approx 2.4-3.1$) Сибирского кратона, при некоторой роли как источника сноса и некоего "восточного массива" (Худолей, 2003; Серкина и др., 2004), поставлявшего в бассейн цирконы с возрастом 1.55–1.32 млрд. лет. Исключительно крупное рифтогенное событие, приведшее к масштабной деструкции континентальной коры и геологически очень быстрому накоплению почти 1 км магматических, вулканических и терригенных пород уйской серии, фиксируется в Учуро-Майском регионе на рубеже среднего и позднего рифея (1005–942 млн. лет назад). В геохимии аргиллитов оно отражено резким снижением значений отношений La/Sc и Th/Sc при умеренном росте Eu/Eu*, что в целом напоминает геохимическую эволюцию составов глинистых сланцев конца бурзяния – начала юрматиния в типовой местности. После накопления отложений уйской серии происходит длительная деструкция континентальной коры, фиксируемая в том числе и роями даек с возрастами 650, 610, 560 и 510 млн. лет, колоссальным по продолжительности интервалом ненакопления осадков (в течение примерно 350–400 млн. лет), внедрением ультраосновных щелочных массивов, а также слабо проявленными предвенскими деформациями (Сухоруков, 2003 и др.). Примерно 650–600 млн. лет назад в Учуро-Майском регионе был проявлен еще один этап рифтогенеза, завершивший, по всей видимости, распад Родинии (Подковыров и др., 2001а, 2003).

Естественно предположить, что в обоих рассматриваемых в настоящей работе регионах в раннем и среднем рифеях доминировали процессы размыва сформированной к рубежу 1.9–1.8 млрд. лет зрелой континентальной коры. В Башкирском мегантиклиниории крупное рифтогенное событие имело место на рубеже раннего и среднего рифея. Примерно в это же время в Учуро-Майском регионе в область размыва были выведены блоки геохимически незрелой коры, имевшей равновероятно архейский или нижнепротерозойский возраст (островодужные вулкано-плутонические образования федоровской серии с возрастом около 2.1 млрд. лет (Котов, 2003). После 1000 млн. лет назад на восточной периферии Восточно-Европейской платформы началось формирование пассивной позднерифейско-палеозойской окраины Палеоазиатского океана (?), нарушенное в позднем венде аккрецией Белорецкого террейна (Пучков, 2000). В Учуро-Майском регионе в течение почти всего позднего рифея процессы осадконакопления, по всей видимости, отсутствовали, а в венде с началом развития бассейна пассивной окраины размыты Сибирского кратона возобновился (Подковыров и др., 2002; Худолей, 2003; Серкина и др., 2004).

Таким образом, геологическая эволюция позднедокембрийских бассейнов осадконакопления Башкирского мегантиклиниория и Учуро-Майского региона происходила по большинству параметров как бы в противофазе⁸, по-разному ведут себя в этот колоссальный промежуток времени и отношения Eu/Eu*, LREE/HREE, Th/Sc и La/Sc. Из сказанного вполне логично сделать вывод о том, что геохимическая эволюция тонкой силикоклассики рифея и венда в указанных регионах контролировалась преимущественно локальными факторами.

Но, как известно, существенное влияние в позднем докембрии на формирование континентальной коры оказывали также глобальные и субглобальные события, среди которых не последнюю роль играли, например, "сборка" и распад суперконтинентов (Родиния, Пан-

⁸ На эту проблему существуют, однако, и иные точки зрения. Так, например, А.К. Башарин и его коллеги (2004) считают, что на Восточно-Европейском кратоне и по его периферии в раннем рифеях формируется редкая сеть линейных прогибов, продолжающаяся в дальнейшем развиваться и усложняться. Таким образом, основная фаза рифтогенеза на данном кратоне приходится на начало рифея. На Северо-Азиатском кратоне, по мнению названных авторов, кульминация позднедокембрийской эпохи рифтогенеза также пришлась на ранний рифей. Анализ всех этих данных, вместе с рассмотрением материалов по Северо-Американскому кратону, привел А.К. Башарина и его соавторов (2004, с. 46) к выводу о том, что "На всех трех кратонах Лавразии выделяются две фазы рифтогенеза, состоявшиеся приблизительно в одни и те же интервалы геологической истории. Принципиальные их характеристики одинаковы и отличаются лишь в деталях".

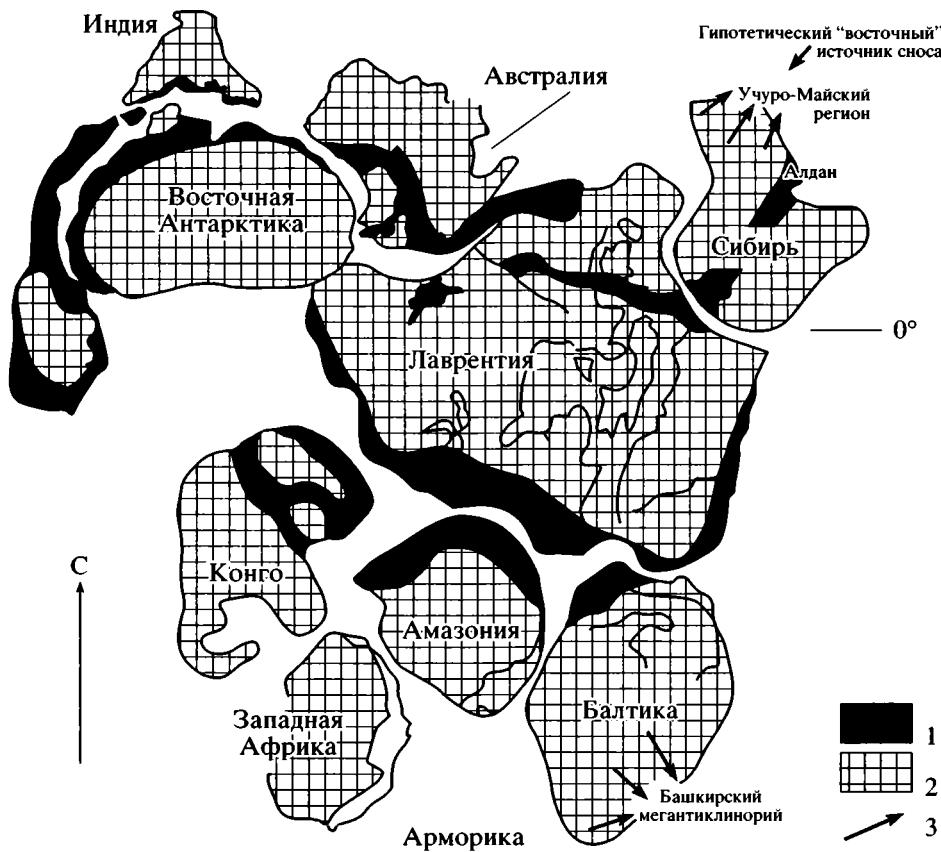


Рис. 7. Реконструкция положения гренвильских поясов с возрастом 1.3–0.9 млрд. лет в структуре суперконтинента Родиния примерно 700 млн. лет назад, по (Hoffman, 1991) с учетом изменений (Weil et al., 1998) и добавлениями из (Powell et al., 2001; Meert, Powell, 2001 и др.) (вне масштаба).

1 – гренвильские пояса; 2 – додренвильские кратоны; 3 – предполагаемые направления сноса силикокластики.

терра и др.), формирование гренвиллид, раскрытие Палеоазиатского океана и Протопацифики. Отразились ли они как-то на составе тонкой силикокластики наиболее полных разрезов Северной Евразии, и если это имело место, то сколь ярко было выражено?

В наиболее общем виде историю минерального питания позднедокембрийских осадочных бассейнов области сочленения Восточно-Европейского кратона и современного Урала, а также восточной периферии Сибирского кратона можно представить как конкуренцию двух глобальных потоков кластического материала – продуктов размыва зрелой континентальной коры, которая почти полностью была сформирована процессами свекофеннской кратонизации примерно к уровню 1.9–1.8 млрд. лет, и коры, образованной в процессе гренвильского тектонического цикла (1300–900 млн. лет назад) и/или, вероятно, незадолго до него (Taylor, McLennan, 1995; Condie, 1997, 2001; Meert, Powell, 2001; Семихатов и др., 2002). В составе этой коры существенная роль принадлежала ювенильному мантийному матери-

алу, или же это была смесь коровых и мантийных пород палеопротерозоя и начала рифея. Принципиально важно, что подавляющая часть коры этого типа была локализована в так называемых “grenvильских поясах”, положение которых большинством авторов, реконструирующих историю и контуры суперконтинента Родиния (Hoffman, 1991; Weil et al., 1998; Dobretsov et al., 1995; Верниковский, 1996; Tectonics Special..., 1999; Dickin, 2000; Хайн, 2001; Meert, Powell, 2001; Powell et al., 2001; Li et al., 2003), принимается более или менее однозначно. В связи с этим на рис. 7 положение их в структуре Родинии приведено по данным работы (Hoffman, 1991); большинством исследователей за последние 10–15 лет эта реконструкция воспроизводилась без каких-либо принципиальных трансформаций.

Известно, что к началу рифея кратонизация почти всей территории Восточно-Европейской платформы была завершена и возник крупный массив достаточно зрелой континентальной коры (Семихатов, 1974; Хайн, Божко, 1988; Никишин и др., 1997; Хайн, 2001), рассматривающийся в

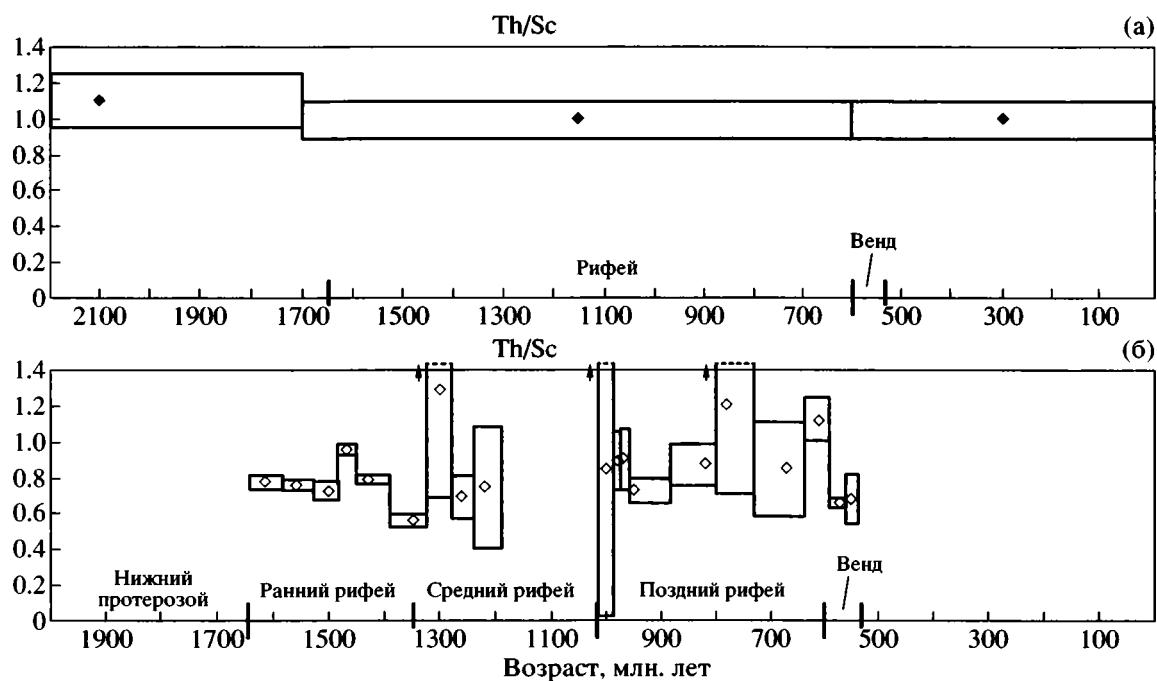


Рис. 8. Сопоставление вариаций отношения Th/Sc в постархейских (в интервале 2.2–0 млрд. лет) тонкозернистых силикокластических породах (Тейлор, МакЛеннан, 1988) (а) и в глинистых породах рифея и венда Башкирского мегантиклиниория (в интервале 1.65–0.54 млн. лет) (б).

большинстве современных плейтектонических реконструкций как палеоконтинент Балтика. Фрагмент гренвильского пояса в структуре Балтики известен только на северо-западе Фенноскандии; вдоль всей восточной периферии палеоконтинента гренвиллы отсутствуют, и, следовательно, они, по всей видимости, не оказывали сколько-нибудь заметного влияния на осадочные последовательности рифея и венда Башкирского мегантиклиниория.

Присутствие в тонкозернистых силикокластических породах уйской и юдомской свит Учуро-Майского региона рифейского ювенильного мантийного материала отражает, по мнению В.Н. Подковырова и его соавторов (2001б, 2003), активизацию процесса распада Родинии в конце позднего рифея и начале венда. Начальная же стадия распада Родинии, сопровождавшаяся в ряде районов по периферии Сибирского кратона полным разрывом континентальной коры, фиксируется офиолитами Енисейского кряжа, Байкало-Муйской зоны и Восточного Саяна, возраст которых оценивается примерно в 1.0 млрд. лет. В Уйском грабене Юдомо-Майского прогиба с этим этапом связано формирование роев даек основного состава. В Башкирском мегантиклиниории эти события маркируются, вероятно, часто противоположными вариациями отношений Eu/Eu*, Th/Sc и La/Sc в глинистых сланцах и аргиллитах. Отношение же LREE/HREE, как мы видели выше, каких-либо колебаний в период от 800–820 до ~550 млн. лет

здесь не испытывает, что указывает на постоянство состава верхней коры в источниках сноса.

Следовательно, с достаточно большой степенью вероятности можно предполагать, что все установленные нами вариации отношений LREE/HREE, Eu/Eu*, Th/Sc и La/Sc в глинистых породах наиболее представительных разрезов позднего докембра Северной Евразии полностью или в значительной мере обусловлены локальными факторами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере наиболее полных разрезов позднего докембра Северной Евразии (Башкирский мегантиклиниорий и Учуро-Майский регион) на существенно более представительной, чем ранее, аналитической базе и с учетом методически надежных изотопных датировок в значительной степени уточнены особенности долговременных вариаций значений отношений Th/Sc, La/Sc, LREE/HREE и Eu/Eu* в тонкозернистых терригенных осадках.

Установлено, что только величина Eu/Eu* в тонкозернистой силикокластике названных регионов практически тождественна ее оценке для постархейских осадочных пород мира. Три других из перечисленных выше параметров обнаруживают на протяжении рифея и венда ряд экскурсов в сторону меньших и больших значений, что, по всей видимости, связано с локальными изменениями

состава питающих провинций, характера поступавшего с палеоводосборов материала и особенностями палеогеографии, палеоклимата и палеотектоники как зон размыва, так и областей осадконакопления. Это хорошо видно при сравнении данных С. Тейлора и С. МакЛеннана (1988) и наших материалов по величине отношения Th/Sc в интервале 1.65–0.54 млрд. лет (рис. 8). Возможно, заметную роль в этом играло и прогрессирующее на протяжении позднего докембрия рециклирование осадочного материала.

Полученные нами данные позволяют предполагать, что изотопно-геохимические особенности тонкой силикокластики в указанных регионах на протяжении более 1.1 млрд. лет позднедокембрийской истории контролировалась факторами, по преимуществу локальными. Внутрипозднедокембрийские глобальные или субглобальные факторы, с которыми было связано формирование гренвильских поясов (~1.3–0.9 млрд. лет), спаявших воедино колоссальные массивы континентальной коры и в составе которых доминировали как коровьи, так и ювенильные мантийные породы (Семихатов и др., 2002), не оказали сколько-нибудь сильного влияния на изотопно-геохимические особенности глинистых пород осадочных последовательностей позднего докембрия двух эталонных районов развития рифея на территории Северной Евразии – Башкирского мегантиклинория и Учуро-Майского региона, однако в решающей степени определили закономерности изменения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Гренвильском и пост-Гренвильском океане (Семихатов и др., 2002; Кузнецов и др., 2003б).

Несомненно, что следующим шагом в исследованиях подобного плана должно быть сопоставление приведенных в настоящей работе материалов с данными об изменении изотопно-геохимических характеристик тонкозернистых терригенных пород рифея и венда, известных на западной периферии Сибирского кратона, в Енисейском кряже, формирование которых происходило, по всей видимости, в принципиально иных геодинамических обстановках (Хабаров, 1994; Ножкин, Туркина, 2001 а, б; Ножкин и др., 2003).

Авторы признательны за советы и консультации по отдельным из рассматривавшихся в настоящей работе вопросам М.А. Семихатову, А.Б. Котову, В.Н. Пучкову, Н.М. Чумакову и А.А. Краснобаеву.

Исследования по данной теме проведены при частичной финансовой поддержке РФФИ (гранты 03-05-64121, 04-05-65002), гранта “Ведущие научные школы” (НШ-85.2003.5), а также в рамках интеграционного проекта между учеными УрО и СО РАН “Докембрийские осадочные последовательности Урала и Сибири: типы и ха-

тер источников сноса, долговременные вариации состава коры, проблема рециклинга”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р. и др. Белорецкий эклогитоносный метаморфический комплекс (Южный Урал) – представитель особой фациальной серии метаморфизма // Докл. АН. 2002. Т. 383. № 3. С. 366–370.
- Акульшина Е.П., Ивановская А.В., Казанский Ю.П. Осадконакопление в позднем докембрии // Геология докембрия. Докл. сов. геологов. 24 сес. МГК. Проблема 1. Л.: Наука, 1972. С. 17–23.
- Анфимов Л.В., Козлов В.И., Ротарь А.Ф. и др. Зрелость обломочных зерен кварца из песчаников базальных свит рифейских серий Южного Урала // Литология и полезн. ископаемые. 1983. № 5. С. 114–118.
- Башарин А.К., Фрадкин Г.С., Беляев С.Ю., Хамхеева Т.М. Проблема рифтов и надрифтовых структур в чехлах древних платформ Лавразии в связи с нафтогенезом // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы совещ. Т. 1. Новосибирск: Гео, 2004. С. 44–46.
- Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 159 с.
- Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др. Магматические горные породы. Т. 6. М.: Наука, 1987. 438 с.
- Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 224 с.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2 / Ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. М.: Наука, 1985. 236 с.
- Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В. К проблеме положения Сибири в структуре Родинии: анализ мезо-неопротерозойских континентальных окраин и палеомагнитных данных // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы совещ. Т. 1. Новосибирск: Гео, 2004. С. 80–83.
- Галиева А.Р. Геология, петрология и условия образования эклогитов и вмещающих их пород Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал). Автoref. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 2004. 19 с.
- Гареев Э.З. Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея. Автoref. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 1989. 24 с.
- Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и

- венд) // Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С. 431–455.
- Горожанин В.М. Геохронология нижнего венда Южного Урала // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Тез. докл. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 51–52.
- Горожанин В.М. Rb-Sr метод в решении проблем геологии Южного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. 23 с.
- Горожанин В.М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 98–108.
- Горожанин В.М. Геохронология литогенеза отложений верхнего докембрия Южного Урала // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тез. докл. VI Уральск. петрограф. совещ. Ч. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 230–231.
- Горожанин В.М., Кутявин Э.П. Рубидий-стронциевое датирование глауконита уксской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1986. С. 60–63.
- Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском пояссе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.
- Докембрийская геология СССР / Ред. Рундквист Д.В., Митрофанов Ф.П. Л.: Наука, 1988. 440 с.
- Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Горюхов И.М. и др. Rb-Sr возраст и ЯГР-спектры глауконитов уксской свиты, верхний рифей, Южный Урал // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. М.: ГЕОС, 2000. С. 144–147.
- Казаков Г.А., Кнорре К.Г. Геохронология верхнего докембрия Учуро-Майского района Сибирской платформы // Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973. С. 192–205.
- Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М.: Изд-во МГУ, 1968. 101 с.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Типовые разрезы верхней эратемы протерозоя // Геология докембрия. 27 МГК. Докл. Секция С.05. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 56–76.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Ред. Семихатов М.А., Чумаков Н.М. М.: Наука, 2004. 299 с.
- Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Дис. ... докт. геол.-мин. наук в виде научного доклада. СПб.: ИГГД РАН, 2003. 78 с.
- Котов А.Б., Ковач А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулито-гнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 99–110.
- Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 145 с.
- Краснобаев А.А., Ленных В.И., Давыдов В.А. Геохронологическая эволюция максютовского комплекса // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 3. С. 397–401.
- Крупенин М.Т. Условия формирования сидеритоносной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 258 с.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Каурова О.К. и др. Rb-Sr и U-Pb систематика осадочных и метасоматических карбонатов бакальской свиты (нижний рифей Южного Урала) // XVI симпозиум по геохимии изотопов им. ак. А.П. Виноградова. Тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН, 2001. С. 131–132.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горюхов И.М. и др. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb-возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал) // Докл. РАН. 2003а. Т. 391. № 6. С. 794–798.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горюхов И.М. и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратаевской серии Южного Урала и стандартная кривая вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003б. Т. 11. № 5. С. 3–39.
- Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). М.: Высшая школа, 1984. 414 с.
- Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклиниория. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Маслов А.В. К палеогеографии бурзяния в стратотипической местности // Литология и полезн. ископаемые. 1997а. № 2. С. 133–149.
- Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997б. 220 с.
- Маслов А.В. Некоторые особенности ранневендинской седиментации на Южном и Среднем Урале // Литология и полезн. ископаемые. 2000. № 6. С. 624–639.
- Маслов А.В. Расчет возможной длительности накопления осадочных последовательностей рифея Башкирского мегантиклиниория и некоторые следствия из него // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений. Материалы совещ. Сыктывкар: Геопринг, 2001. С. 54–56.
- Маслов А.В., Ишерская М.В. Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования и литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 286 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклиниория (западный склон Южного Урала). Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 172 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Некоторые аспекты геологической истории рифея западного склона Южного Урала в рамках реального времени // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 42–51.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата (на примере рифея Южного Урала) // Литология и полезн. ископаемые. 2003а. № 5. С. 427–446.
- Маслов А.В., Оловянинников В.Г., Ишерская М.В. Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы

осадочных последовательностей // *Литосфера*. 2002. № 2. С. 54–95.

Маслов А.В., Абдуазимова З.М., Карстен Л.А., Пучков В.Н. Первые находки меланоцирилиумов в эталонных разрезах рифея на Южном Урале // Состояние, проблемы и задачи геологического картирования областей развития докембрия на территории России. Тез. докл.: ИГГД РАН, 1994. С. 90.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г. Тонкая алюмосиликокластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклиниория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 324 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. I. 351 с.

Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Рифейские седиментационные бассейны Южного Урала (палеогеография, палеоклимат, источники сноса и палеосоленость водоемов) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. Материалы совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 28–52.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. и др. РЗЭ, Cr, Th и Sc в глинистых сланцах типового разреза рифея как показатели состава и эволюции источников сноса // *Литосфера*. 2004а. № 1. С. 70–112.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. и др. Тонко-зернистые алюмосиликокластические образования стратотипического разреза среднего рифея Южного Урала: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса // *Литология и полезн. ископаемые*. 2004б. № 4. С. 414–441.

Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др. Источники сноса рифейских бассейнов седиментации области сочленения Русской платформы и Южного Урала: синтез петрографических, петро- и геохимических данных // Докл. АН. 2003б. Т. 389. № 2. С. 219–222.

Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др. Нижнерифейские тонко-зернистые алюмосиликокластические осадочные образования Башкирского мегантиклиниория на Южном Урале: состав и эволюция источников сноса // *Геохимия*. 2004в. № 6. С. 648–669.

Мележик В.А., Предовский А.А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза (на примере северо-востока Балтийского щита). Л.: Наука, 1982. 208 с.

Милановский Е.Е. Основные черты тектонического районирования СССР и сопредельных территорий // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 14–23.

Моссаковский А.А., Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур Тихоокеанского и Индо-Атлантического типов в позднем докембрии и венде // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 6. С. 799–802.

Нижний рифей Южного Урала / Ред. Семихатов М.А. М.: Наука, 1989. 208 с.

Никишин А.М., Фурнэ А.В., Циглер П. Рифейско-вендинская геологическая история и геодинамика Вост-

точно-Европейского кратона // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*. 1997. № 4. С. 12–22.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Синколлизионные настрий-калиевые гранитоиды как индикаторы важнейших событий аккреции блоков коры в суперконтиненты // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Материалы совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001а. С. 179–181.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Состав и геодинамическая эволюция блоков докембрийской континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Материалы совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001б. С. 362–364.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В. и др. Этапы метаморфизма и гранитообразования в неопротерозойском аккреционно-коллизионном поясе северо-западной части Восточного Саяна // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы совещ. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 339–341.

Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Время формирования и преобразования отложений инзерской свиты, верхний рифей Южного Урала // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 73–75.

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.

Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Васильева И.М. и др. Pb-Pb возраст известняков среднерифейской малгинской свиты, Учуро-Майский регион Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 3–25.

Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Каурова О.К. и др. U-Pb и Rb-Sr систематика карбонатных пород усть-юдомской свиты (верхний венд Учуро-Майского региона) // Изотопная геохронология в решении задач геодинамики и рудогенеза. Материалы совещ. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 345–348.

Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклиниория (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1986. 104 с.

Подковыров В.Н. Осадочные последовательности рифея и венда стратотипических регионов Сибири и Урала (литохимия, хемостратиграфия, геодинамические обстановки формирования). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2001. 37 с.

Подковыров В.Н., Котова Л.Н. Химический состав осадков и геодинамика платформенных бассейнов рифея и венда Северной Евразии // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Материалы совещ. Т. 1. М.: ООО "Связь-принт", 2002. С. 197–199.

Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Горохов И.М., Виноградов Д.П. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.

- Подковыров В.Н., Козаков И.К., Ковач В.П. и др.** Сибирский кратон в структурах суперконтинентов протерозоя // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Материалы совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001а. С. 193–196.
- Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н.** Модели палеотектоники бассейнов сибирского типа рифея (Учуро-Майский регион): геохимические и Nd изотопные свидетельства по глинистым породам // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Материалы совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001б. С. 189–192.
- Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н.** Глинистые отложения сибирского гипостратотипа рифея и венда: химический состав, Sm-Nd систематика источников и этапы формирования // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 4. С. 397–418.
- Подковыров В.Н., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю.** Модельные Sm-Nd возраста источников терригенных осадков и геодинамика бассейнов сибирского гипостратотипа рифея (Учуро-Майский регион) // Изотопная геохронология в решении задач геодинамики и рудогенеза. Материалы совещ. СПб.: ИГГД РАН, 2003. С. 362–365.
- Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н.** Модель формирования западного фланга Урало-Монгольского складчатого пояса (ранние этапы развития) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы совещ. Т. 2. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. С. 91–93.
- Розен О.М.** Сибирский кратон – фрагмент палеопротерозойского суперконтинента // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Материалы совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 227–230.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А.** Количественные закономерности строения и состава осадочных толош Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ мира // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 5. С. 451–475.
- Ротару А.Ф.** Машакская свита рифея Южного Урала (стратиграфия, формационный состав, тектоническая природа). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР, 1983. 31 с.
- Самыгин С.Г.** Уральский палеоокеан – время образования // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII тект. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 449–453.
- Самыгин С.Г., Руженцев С.В.** Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // Докл. АН. 2003. Т. 392. № 2. С. 226–229.
- Семихатов М.А.** Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.** Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Семихатов М.А., Полевая Н.И., Волобуев М.А., Казаков Г.А.** Поздний докембрий Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л.: Недра, 1973. С. 268–280.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др.** Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb геохронология карбонатных пород ландинской серии, Восточная Сибирь // Докл. АН. 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др.** Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гренвильском и постгренвильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др.** Pb-Pb-изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 1. С. 83–87.
- Сергеев В.Н.** Окременные микрофоссилии докембра: природа, классификация, фациальная приуроченность и биостратиграфическое значение. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 54 с.
- Серкина Г.Г., Худолей А.К., Кропачев А.П.** Состав тяжелой фракции рифейско-нижнекаменноугольных терригенных комплексов Сетте-Дабана (юго-восточная окраина Сибирской платформы) и его палеотектоническая интерпретация // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы совещ. Т. 2. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. С. 161–163.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой).** Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. 172 л.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М.** М.: Наука, 1983. 184 с.
- Сурков В.С., Коробейников В.П., Гришин М.П.** Развитие нефтегазоносных бассейнов Сибири в неоге // Отечественная геология. 1993. № 6. С. 39–45.
- Сухоруков В.И.** Геология верхнерифейских и венских образований Сетте-Дабана (Якутия). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2003. 26 с.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Краснобаев А.А., Макаров В.А.** Геохронология Уральского докембра // Геохимия. 1970. № 4. С. 501–509.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала.** Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 124 л.
- Формирование земной коры Урала / Ред. Иванов С.Н., Пучков В.Н.** М.: Наука, 1986. 248 с.
- Фролов В.Т.** Литология. Кн. 1. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.
- Хабаров Е.М.** Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 44–54.
- Хайн В.Е.** Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- Хайн В.Е., Божко Н.А.** Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
- Худолей А.К.** Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 35 с.

- Худолей А.К., Рейнбёрд Р., Стерн Р. и др. Новые данные о рифейском тектогенезе на северо-востоке России // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII тект. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 1999. С. 261–264.
- Чумаков Н.М. Опорный разрез вендинских ледниковых отложений Южного Урала (кургашлинская свита Кри-волукского грабена) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 138–153.
- Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: МОИП, 1945. 131 с.
- Шатский Н.С. Принципы стратиграфии позднего докембria и объем рифейской группы // Стратиграфия позднего докембria и кембria. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 5–15.
- Шенфиль В.Ю. Поздний докембрый Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
- Эльмис Р., Крупенин М.Т., Богатов В.И., Чаплыгина Н.В. Ранне-среднерифейский возраст основной генерации диабазовых даек в нижнерифейских породах района Бакала (Южный Урал) // Материалы 2 Всерос. петрограф. совещ. Кн. 4. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 2000. С. 228–230.
- Янсакурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
- Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J. et al. Global events across the Mesoproterozoic–Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precambr. Res. 2001. V. 111. P. 165–202.
- Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. 4th ed. Butterworth Heinemann. 1997. 282 p.
- Condie K.C. Continental growth during formation of Rodinia at 1.35–0.9 Ga // Gondwana Res. 2001. V. 4. P. 5–16.
- Cullers R.L. The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. // Chem. Geol. 1995. V. 123. P. 107–131.
- Cullers R.L., Podkovyrov V.N. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda Shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling // Precambr. Res. 2000. V. 104. P. 77–93.
- Dickin A.P. Crustal formation in the Grenville Province: Nd-isotope evidence // Can. J. Earth Sci. 2000. V. 37. P. 165–181.
- Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian ocean // Int. Geol. Rev. 1995. V. 37. № 4. P. 335–360.
- Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L. et al. Two illite generations in an Upper Riphean shale: The Rb-Sr isotopic evidence // Terra nova. 1995. V. 7. P. 330–331.
- Haskin L.A., Haskin M.A., Frey F.A., Wildeman T.R. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths // Origin and distribution of the elements / Ed. Ahrens L.H. Pergamon. Berlin. 1968. P. 889–912.
- Hoffman P.F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwana land inside-out? // Science. 1991. V. 252. P. 1409–1412.
- Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A. et al. Sedimentary evolution of the Riphean–Vendian Basin of southeastern Siberia // Precambr. Res. 2001. V. 111. P. 129–163.
- Li X., McCulloch M.T. Secular variation in the Nd isotopic composition of Neoproterozoic sediments from the southern margin of the Yangtze Block: evidence for a Proterozoic continental collision in southeast China // Precambr. Res. 1996. V. 76. P. 67–76.
- Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D. et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: Evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia // Precambr. Res. 2003. V. 122. P. 85–109.
- Maslov A.V., Erdtmann B.-D., Ivanov K.S. et al. The main tectonic events, depositional history, and the palaeogeography of the Southern Uralides during the Riphean–Early Paleozoic // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 313–335.
- McLennan S.M., Taylor S.R. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // J. Geol. 1991. V. 99. P. 1–21.
- Meert J., Powell C. Assembly and break-up of Rodinia: introduction to the special volume // Precambr. Res. 2001. V. 110. № 1–4. P. 1–8.
- Nance W.B., Taylor S.R. Rare earth element patterns and crustal evolution – I. Australian post-Archean sedimentary rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. P. 1539–1551.
- Porter S.M., Knoll A.H. Testate amoebae in the Neoproterozoic Era: evidence from vase-shaped microfossils in the Chuar Group, Grand Canyon // Paleobiology. 2000. V. 26. P. 36–385.
- Powell C., Jones D., Pisarevsky S., Wingate M. Palaeomagnetic constraints on the position of the Kalahari craton in Rodinia // Precambr. Res. 2001. V. 110. № 1–4. P. 33–46.
- Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia–Siberia connection // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 164. P. 409–420.
- Rock N.M., Webb J.A., McNaughton N.J. et al. Nonparametric estimation of averages and errors for small datasets in isotope geoscience: a proposal // Chem. Geol. 1987. V. 66. P. 163–177.
- Smith A.G. Paleomagnetically and tectonically based global maps for Vendian to Mid-Ordovician time // The ecology of the Cambrian radiation. N.Y. Columbian univ. Pres. 2001. P. 11–46.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The chemical evolution of the continental crust // Rev. Geophys. 1995. V. 33. P. 241–265.
- Tectonics Special Research Centre. Annual report 1999. University of Western Australia. Nedlands. 1999. 100 p.
- Weil A.B., Van der Voo R. Mac Niocall C Meert J.G. The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived constructions for 1100 to 800 Ma // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 154. P. 13–24.
- Willner A.P., Sindern S., Metzger R. et al. Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time marks at the eastern margin of Baltica // Precambr. Res. 2003. V. 124. P. 1–20.

Рецензент А.Б. Котов

УДК 563.713.551.721.73

РАЗМЕРНОСТЬ СТОЛБЧАТЫХ СТРОМАТОЛИТОВ КАК РЕЗУЛЬТАТ ЭВОЛЮЦИИ СТРОМАТОЛИТОВЫХ ЭКОСИСТЕМ

© 2006 г. М. Е. Раaben

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 14.01.2004 г., получена после доработки 15.11.2004 г.

Столбчатые строматолиты, к которым принадлежит более половины всех видов, описанных в составе докембрийского строматолитового комплекса, обнаруживают закономерное изменение размерности на протяжении протерозоя и начала палеозоя. В палеопротерозое размерность постепенно возрастала, достигала максимума в раннем рифе, а затем плавно сокращалась в течение среднего и верхнего рифея, венда и кембрия. Вариации размерности установлены по выборке, включающей 230 видов путем расчета среднестатистического максимального диаметра колонок, а также процентного содержания крупных, средних и мелких видов в последовательном ряду единиц стратиграфической шкалы: трех подразделений палеопротерозоя (в интервале от 2.3 до 1.65 млрд. лет), пяти близких им по длительности подразделений рифея, венда и раннего палеозоя. Вариациям размерности отвечает мономодальная кривая, ее максимум приходится на ранний рифей и отвечает смене тенденции размерности к возрастанию на противоположную. Эта инверсия тренда и кардинальная перестройка систематического состава всего строматолитового комплекса на нижнем рубеже рифея являются, очевидно, тесно взаимосвязанными событиями. Абиотические же события, находившие ощутимый отклик в перепадах разнообразия всех, а особенно столбчатых строматолитов, не нашли сколько-нибудь заметного отражения на кривой вариаций размерности: восходящая и особенно нисходящая ветви кривой носят плавный характер и лишены перепадов. Размерность столбчатых строматолитов, таким образом, может считаться фактором, независимым от прямого влияния абиотических событий.

Ключевые слова. Палеопротерозой, рифей, венд, ранний палеозой, столбчатые строматолиты, эволюция, размерность.

ВВЕДЕНИЕ

Эволюция строматолитов получила широкое признание лишь тогда, когда стало очевидным, что эти органо-седиментационные постройки могли эволюционировать и, видимо, эволюционировали как экосистемы, под воздействием комплекса разнообразных факторов (Семихатов, Раабен, 1994, 1996). Однако и раньше на эволюцию строматолитов указывали те изменения, которые они претерпевали на всем протяжении геологического времени. Такими указаниями были данные о различиях между формами из отложений верхнего докембрия и нижнего палеозоя, позволившие ввести понятие о палеотипных и неотипных строматолитах (Королюк, 1960, 1963), и особенно смена строматолитов в подразделениях рифея, установленная сначала на уровне единичных форм (Келлер и др. 1960), а вскоре и на уровне политаксонных комплексов (Королюк и др., 1962; Крылов, 1962, 1963; Семихатов, 1962 и мн. др.). Трактовать эти изменения, как эволюционные, исследователи решались далеко не всегда, так как казалось, что это вступило бы в противоречие с данными о консерватизме организмов, в которых обычно видят главных строматолитообразовате-

лей, т.е. цианофитов (цианобактерий). Именно это противоречие оказалось снятым при расширении информации и о строматолитах, и о микроорганизмах, образующих маты, показавшем, что строматолиты могли эволюционировать в качестве экосистем.

Строматолитовые постройки должны рассматриваться как особая категория биолитовых экосистем, специфическими элементами которых явились микроорганизмы – строматолитообразователи. Самым характерным свойством строматолитообразующих матов является унаследованность, понятие о которой введено И.К. Королюк (1960). Наследованием каждой водорослево-бактериальной пленкой местоположения предыдущей обусловлена главная особенность строматолитов – тонкая слоистость – непременный признак, общий для всех строматолитов, независимо от морфологии, и отличающий их от тромболитов – другой категории биолитов, прикрепленных к субстрату. Интенсивные эволюционные изменения строматолитов в протерозое нашли общее отражение в динамике их таксономического разнообразия (Семихатов, Раабен, 1994, 1996), которая определялась сложным комплексом биотиче-

ских и абиотических событий, как независимых, так и взаимосвязанных.

Обращаясь к факторам, непосредственно отражающим закономерности эволюционного развития строматолитов, исследователи отмечали направленный характер изменения тех или иных конкретных признаков: трансформацию микроструктуры слоев в сторону обогащения биогенным компонентом, или в сторону усложнения ритмики слоистости (Королюк, 1960; Комар и др., 1965; Семихатов, 1978; Xing et al., 1985, Сао, 1991), развитие стенки, от прерывистой однослойной к многослойной у столбчатых форм (Королюк, 1960), усложнение ветвления (Крылов, 1963), или его упорядочение (Раабен, 1969).

Изучение министроматолитов – построек с квазимикроскопическими колонками, образующих самостоятельную, довольно обширную категорию строматолитов, выявило у них отчетливую направленность в протерозое вариаций такого признака, как размерность колонок (Раабен, 2005). Это привлекло внимание к тому же показателю у столбчатых строматолитов обычной размерности, которые иногда удобно называть для краткости колумнитами, по их формальному латинизированному названию *Columnithi* (Raaben, Sinha, 1989; Semikhhatov, Raaben, 2000). Анализ данных по этой обширнейшей из надродовых группировок строматолитов показал, что изменения размерности носят и здесь направленный характер, но управляются собственными закономерностями, которые рассматриваются ниже.

СПЕЦИФИКА СТОЛБЧАТЫХ СТРОМАТОЛИТОВ

Столбчатые строматолиты были излюбленным объектом исследования специалистов, и им принадлежит около 500 валидных формальных видов. Они являются одной из главнейших надродовых морфологических группировок, на которые распадаются многообразные строматолитовые постройки; три из них: столбчатые, желваковые, пластовые строматолиты (Королюк, 1960) давно вошли в почти всеобщую практику. Еще одна такая группировка – микростроматиты введена позже (Раабен, 1980); пока изучена только ее часть – миниколумеллиды (колонковые микростроматиты), шире известные как “министроматиты” (Hofmann, Jackson, 1987). Все названные группировки в качестве таксонов высокого ранга подчинены непосредственно строматолитам (*Stromatoliti Pia*) в традиционной системе строматолитов; последовательными этапами развития этой системы были, как это видно из их общего обзора (Semikhhatov, Raaben, 2000), классификационные схемы, представленные рядом авторов в 1960–1989 годах. Напомню, что традиционная система строматолитов независима от систем водо-

рослей или бактерий, что она построена по образцу, обычному для палеонтологии, характеризуется иерархической структурой и использованием бинарной номенклатуры, введенной для строматолитов со времен самых ранних их описаний. Она является морфологической, так называемой искусственной системой и опирается на доступные наблюдению признаки. Все высшие таксоны выделены на основе морфологических признаков; то же относится к подавляющему большинству таксонов родового ранга, часто называемых “группами”; формальные виды (“формы”) опираются, в основном, на микроструктуру слоев, но отчасти, и на детали морфологии.

Обычно столбчатые, пластовые, желваковые строматолиты рассматриваются как таксоны одного ранга, но два последних таксона иногда объединялись под названием “нестолбчатые строматолиты” – “Non-columnar stromatolites” (Walter, 1972); в противопоставлении им столбчатых строматолитов, подсказанном практикой исследований, есть также и определенный принципиальный смысл. Различия между теми и другими непосредственно касаются их размерности.

Размерность строматолитов, по существу, определяется протяженностью и измеряется диаметрами слоев, которые их образуют. Она вошла в диагнозы столбчатых, желваковых, пластовых строматолитов в виде коэффициента H/D (отношения высоты к диаметру); у столбчатых он больше, у нестолбчатых – меньше единицы (Королюк, 1960). Привлечение эмпирических данных о размерах строматоидов показало, что максимальные диаметры (протяженность) слоев у столбчатых ниже как минимум на два порядка (Раабен, 1980); учитывая квадратичную зависимость между диаметрами и соответствующими им площадями строматолитовых слоев, особенно легко заметить, насколько велика разница между столбчатыми и нестолбчатыми строматолитами.

Важным свойством столбчатых строматолитов, отличающим их от нестолбчатых, является ограниченность величины диаметров. Максимальные диаметры столбчатых строматолитов не превышают нескольких дециметров у большинства видов, первых метров – у самых крупных форм, а у каждого из видов не выходят за определенный верхний предел, тогда как протяженность слоев у пластовых и у желваковых строматолитов может варьировать без заметных ограничений, различаясь на несколько порядков даже у одних и тех же форм. Ограниченнность диаметров свойственна также министроматолитам (колонковым микростроматитам); пределы вариаций у них крайне узки: у большинства протерозойских видов диаметры не выходят за пределы миллиметровой размерности (Раабен, 1991, 1998, 2003), не

достигая указанной для министроматолитов предельной величины в 20 мм (Hofmann, Jackson, 1987).

С ограниченностью диаметров сочетается другая особенность, отличающая столбчатые строматолиты от нестолбчатых, но общая с министроматолитами. Этим свойством, неточно называемым иногда “колониальностью”, является групповое расположение колонок, их неизменная множественность в телах и постройках (Орлеанский, Раабен, 1998), тогда как для нестолбчатых строматолитов более типичны одиночные постройки, часто представляющие собой изолированные строматолитовые тела.

Ограниченнная размерность всех форм столбчатых строматолитов дает возможность сравнивать ее средние показатели в разновозрастных комплексах; “колониальность” обеспечивает необходимый количественный уровень материала, лежащего в основе наблюдений над размерностью каждого вида.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ К ИЗУЧЕНИЮ ВАРИАЦИЙ РАЗМЕРНОСТИ

Конкретные сведения о величине колонок и построек приведены при описании большинства видов столбчатых строматолитов в монографиях и статьях, опубликованных в минувшем веке и начале настоящего. Приводимые сведения то более, то менее подробны, если средние диаметры колонок указаны от случая к случаю, то либо нижний и верхний пределы их величины, либо верхний предел приводятся почти всегда, за редкими исключениями. Вертикальные размеры колонок указываются для множества видов, но они мало пригодны для сравнительного анализа, так как, с одной стороны, высота колонок, а тем более построек – признак, в значительной мере зависящий от узко локальных особенностей накопления осадков, а с другой стороны, приводимые данные довольно часто относятся к материалу из штуфов, где высота колонок не имеет естественного ограничения. Таким образом, параметрами, наиболее подходящими для сравнения размерности столбчатых строматолитов, являются максимальные диаметры колонок, известные для большинства их формальных видов.

Предварительные данные указывали, что средняя размерность столбчатых строматолитов изменяется на протяжении протерозоя (Раабен, 2002). В целях проверки этого положения и исследования вариаций размерности использована выборка, в которой учтено 230 форм (видов и вариететов) протерозойских и раннепалеозойских столбчатых строматолитов; для этих форм известны и максимальные диаметры колонок, и привязка к подразделениям детализированной стратиграфической шкалы, с единицами, примерно вдвое

меньшими, чем рифейские эратемы, принятыми при анализе динамики разнообразия протерозойских строматолитов (Семихатов, Раабен, 1994, 1996; Раабен, Семихатов, 1996). Учтены все (за возможными редкими исключениями) столбчатые строматолиты, ветвящиеся и неветвящиеся, из палеопротерозоя различных регионов (табл. 1). Они распределены в трех подразделениях упомянутой шкалы – PR_1^b , PR_1^c , PR_1^d , в интервалах возрастов 2.3–2.0 млрд. лет, 2.0–1.8 млрд. лет и 1.8–1.65 млрд. лет. Для анализа более поздних вариаций размерности в выборке учтено большинство видов и вариететов столбчатых строматолитов, описанных из пород рифея, венда и раннего палеозоя Северной Евразии, где привязка к единицам детализированной шкалы рифея вызывает минимум затруднений. Данные сведены в таблицы 2–6; строматолиты сгруппированы по принадлежности к таксонам надродового ранга, что позволяет видеть, насколько удается учесть все морфологическое разнообразие рифейских колумнитов. Характеристики надродовых таксонов известны по ряду публикаций (Раабен, 1964, 1969; 1986; Раабен, Забродин, 1972; Конюшков, 1978; Bertrand-Sarfati, 1972; Raaben, Sinha, 1989), а сами таксоны находят довольно широкое применение.

В расчет вариаций входят только полно документированные формы; в общей сложности их насчитывается 230 (таблицы 1–6), а так как некоторые виды проходят через два, реже, через три или четыре стратиграфических подразделения, число расчетных единиц (точек) превышает 250. Такая выборка может считаться по количеству вполне удовлетворительной, исходя из общепринятых критериев; ее репрезентативность для данного конкретного исследования обеспечивается тем, что в ней представлены все основные надродовые морфологические группировки столбчатых строматолитов.

Из расчетов исключены и в перечни на таблицах не включались строматолиты, диаметры которых не могут быть учтены в общем ряду колумнитов из-за атипичного способа формирования столбиков (скатывание по горизонтали у *Coprophytum gaubitzia*), из-за гетерогенности построек (*Jacutophytum*, *Gaardakia*), или их доскообразной конфигурации (*Parallelophytum*, *Platella*), в этих четырех родах, вместе взятых, не более десяти видов. В таблицах, как можно видеть, присутствуют 10 видов, о диаметрах (D^{\max}) которых данных нет; их присутствием дополняются сведения о составе родов, входящих в перечни, но в расчет вариаций такие виды, конечно, не входят, как неполно документированные.

При составлении таблиц использованы данные о размерности из многих работ (Власов, 1977; Голованов, 1966, 1967, 1970, 1972; Дольник, 1978, 2000; Дольник, Воронцова, 1974; Кириченко,

Таблица 1. Размерность столбчатых строматолитов палеопротерозоя

Таксоны	D^{\max} , см	Возраст			Регион
		PR ₁ ^b	PR ₁ ^c	PR ₁ ^d	
<i>Acaciella</i> sp.	3			+	Ю. Австралия
<i>Baicalia</i> ? <i>burra</i> Preiss	10			+++	»
<i>Butinella borealis</i> Makar.	4	+			С. Европа
<i>Colonnelia carelica</i> Makar.	5	++			»
<i>Columnacollenia rantama</i> Kryl., Pert.	12	+++			»
<i>Columnaefacta</i> ? <i>composita</i> Zhu					С. Китай
<i>conspicua</i> Zhu et al.	4	+			»
<i>oligoclada</i> Zhu et al.	6	++			»
<i>Confunda confuta</i> Semikh.	5		++		Канада
» ?	7	++			С. Китай
<i>Conophyton biformatus</i> Semikh.	8		++		Канада
<i>garganicus</i> Korol.	15		+++		Сибирь
<i>infernum</i> Semikh.	17		+++		Канада
<i>Discorsia discorsa</i> Semikh.	7		++		»
<i>wutaishanensis</i> Zhu et al.	3	+			С. Китай
<i>Dongyella dongyensis</i> Zhu	4	+			»
<i>Ephyaltes</i> sp. Grey	16			+++	Ю. Австралия
<i>Extermia externa</i> Semikh.	6		++		Канада
»	6	++			С. Китай
<i>yilgarnia</i> (Preiss)	30			+++	Ю. Австралия
<i>Gemmifera ministolata</i> Zhu	3	+			С. Китай
<i>Gymnosolen</i> ? <i>fallus</i> Zhu et al.	4	+			»
<i>simplex</i> Zhu.	3	+			»
<i>Jurusania grossovaginata</i> Zhu et al.	4	+			»
<i>rhythmica</i> Zhu et al.	2	+			»
<i>Kanpuria kanpura</i> Raab.	4	+			Индия
<i>Kussiella minor</i> Zhu et al.	3	+			С. Китай
<i>Kussoidella limata</i> Semikh	5		++		Канада
<i>planicolumnaris</i> Zhu	2	+			С. Китай
<i>yaoshinensis</i> Zhu et al.	2	+			»
sp.	4		+		Канада
<i>Mugurra nabberubia</i> Grey.	5			++	Ю. Австралия
<i>Nanluella bulbosa</i> Zhu et al.	3	+			С. Китай
<i>Nordia laplandica</i> Kryl., Pert.	8	++			С. Европа
<i>cornostyla</i> Zhu et al.	5	++			С. Китай
<i>daguandelinensis</i> Zhu et al.	2	+			»
<i>dentiformis</i> Zhu et al.	5	++			»
<i>hebeiensis</i> Zhu et al.	3	+			»
<i>tiengpenguoensis</i> Zhu et al.	3	+			»
<i>Omachtenia kvartisimaa</i> Kryl., Pert.	30	+++			С. Европа
sp.	4	+			»
<i>teagiana</i> Grey	5			++	Ю. Австралия
<i>Paraboxonia commera</i> Zhu et al.	8	++			С. Китай
<i>laolifera</i> Zhu et al.	8	++			»
<i>Pilbaria perplexa</i> Walt.	30			+++	Ю. Австралия
»	8		++		Канада
<i>deverella</i> Grey	10			+++	Ю. Австралия
<i>beidaxiensis</i> Zhu et al.	4	+			С. Китай
<i>inzeriformis</i> Bertr.-Sarf.	10	+++			»
<i>minuscula</i> Zhu et al.	7	++			»
<i>Shugongsiella shugongsiensis</i> Zhu et al.	6	++			»
<i>Tielingella crassiformis</i> Zhu et al.	30	+++			»
<i>Tungussia</i> ? <i>striolata</i> Zhu et al.	5	++			»
<i>Vertexa termina</i> Semikh.	10		+++		Канада
<i>Windidda grumulosa</i> Grey.	20			+++	Ю. Австралия
<i>Yandilla meekatharrensis</i> Grey.	10			+++	»

Таблица 2. Размерность столбчатых строматолитов рифея Северной Евразии. Неветвящиеся (конофитониды)

Таксоны	D^{\max} , см	Возраст					
		R_1	R_2^1	R_2^2	R_3^1	R_3^2	V
<i>Colonella complanata</i> Golov.	50	+++					
<i>cormosa</i> Komar	100		++++	++++			
<i>discreta</i> Komar	200	++++					
<i>frequens</i> (Fent.)	-	-	-	-	-		
<i>kyllachii</i> Schap.	7		++				
<i>laminata</i> Komar	40	+++					
<i>lineata</i> Komar	40		+++				
<i>plagulata</i> Golov.	10	+++					
<i>ulakia</i> Komar	4			+	+		
<i>Columnocollenia tigris</i> Korol.	2						+
<i>uluntuica</i> Korol.	10			+++			
<i>Conophyton anabarcus</i> Golov.	20		+++				
<i>baculus</i> Kirich.	10				+++		
<i>cadilnicus</i> Korol.	20			+++			
<i>circulus</i> Korol.	7						++
<i>cylindricus</i> (Grab.)	40	+++	+++	+++	+++		
<i>garganicus</i> Korol.	150	++++	++++	++++			
» v. <i>nordicus</i> Komar	150				++++		
» v. <i>ikeni</i> Raab., Kom.	15				+++		
<i>kotuikanicus</i> Golov.	10	+++					
<i>kurtunicus</i> Korol.	-			-			
<i>kuzha</i> Komar.	15		+++				
<i>lituus</i> Masl.	40	+++	+++	+++	+++		
<i>metula</i> Kirich.	70		++++	++++			
<i>miloradovici</i> Raab.	15					+++	
» v. <i>krylovi</i> Raab.	18					+++	
» v. <i>murchisonicus</i> Gol.	100					++++	
<i>punctatas</i> Komar	30	+++					
<i>reticulatus</i> Komar	25			+++	+++		
<i>Conusella irregularis</i> Golov.	15	+++					
<i>regularis</i> Golov.	35	+++					
<i>Ephyaltes gorgonotus</i> Vlas.	10	+++					
<i>microcranus</i> Vlas.	40	+++					
<i>ermakovi</i> Vlas.	10				+++		

1961; Комар, 1964, 1966, 1973, 1978; Комар и др., 1964, 1965, 1970, 1973; Королюк, 1956, 1960, 1963; Королюк, Сидоров, 1971; Крылов, 1963, 1967, 1969, 1975; Крылов, Пертуцен, 1978; Крылов, Шаповалова, 1970; Любцов, 1979; Макарихин, 1978; Макарихин, Кононова, 1980; Нужнов, 1967; Раабен, 1964, 1969, 1981; Раабен, Забродин, 1969, 1972; Раабен, Комар, 1982; Раабен, Опаренкова, 1997; Раабен, Тевари, 1978; Семихатов, 1962,

1978, Семихатов и др., 1970; Сидоров, 1960; Хоментовский и др., 1972; Шаповалова, 1974, Шенфиль, 1978, 1991; Яковлев, 1934; Bertrand-Sarfati, 1972; Bertrand-Sarfati, Eriksson, 1977; Bertrand-Sarfati, Siedlezka, 1980; Cloude, Semikhhatov, 1970; Donaldson, 1963; Grey, 1984, 1994; Hoffman, 1976; Hofmann, 1969, 1981; Liang et al., 1984, 1985; Preiss, 1972, 1974; Walter, 1972; Xing et al., 1985; Zhu et al., 1987). Для привязок форм к стратиграфической

Таблица 3. Размерность столбчатых строматолитов в рифе и венде Северной Евразии (куссиелиды)

Таксоны	D^{\max} , см	Возраст					
		R_1	R_2^1	R_2^2	R_3^1	R_3^2	V
<i>Aldania sibirica</i> Kryl	3						+
<i>Gomostachia longa</i> Schap.	3				+		
<i>Iliella kotukanica</i> Kryl.	10	+++					
<i>Jurusania aldanica</i> Schenf.	3						+
<i>chineulica</i> Schenf.	3						+
<i>cylindrica</i> Kryl.	4				+		
<i>judomica</i> Kom., Semikh.	40						+++
<i>nizvensis</i> Raab.	3				+		
<i>sibirica</i> (Yakovl.)	3						+
<i>tumuldurica</i> Kryl.	7						++
<i>tuructachica</i> Schenf.	3						+
<i>Kurtunia uluntuica</i> Schenf.	3				+	+	
<i>Kussiella aequessa</i> Golov.	30	+++					
<i>enigmatica</i> Raab.	5						++
<i>kussiensis</i> (Masl.)	40	+++	+++				
<i>taeniata</i> Golov.	22	+++					
<i>timanica</i> Raab.	10						+++
<i>vittata</i> Komar	6	++					
<i>Omachtenia givunensis</i> Nuzh.	5	++					
<i>omachtcnis</i> Nuzh.	4	+					
<i>utschurica</i> Nuzh.	8	++					
<i>Schancharia schancharia</i> Korol.	5						++

шкале и для их уточнения использован еще ряд работ: Раабен, 1975; Семихатов, Раабен, 1994, 1996; Семихатов, Серебряков, 1983; Семихатов и др. 1999; Стратотип рифея, 1983; Шпунт, Шаповалова, 1979; Raaben, 1980; Raaben et al., 1980; Hofmann, 2000; Preiss, 2000; и другие.

ВАРИАЦИИ РАЗМЕРНОСТИ СТОЛБЧАТЫХ СТРОМАТОЛИТОВ

Вариации размерности рассчитаны по рассмотренной обширной выборке двумя параллельными путями: в каждом из стратиграфических подразделений подсчитаны: а) среднестатистические максимальные диаметры столбиков, б) процентное содержание столбчатых форм различной размерности. Среднестатистический максимальный диаметр в каждом из подразделений является частным от деления суммы всех учтенных в этом подразделении максимальных диаметров (D^{\max}) на число слагаемых. Подсчет показал, что в палеопротерозое этот диаметр возрастал (от 6.1 см в интервале 2.3–2.0 млрд. лет, до 9.5 см и 13.9 см в двух следующих интервалах); наибольшей вели-

чины (31.9 см) он достигал в раннем рифе, а позднее непрерывно и постепенно сокращался: до 26.5 см, а затем до 19.5 см в среднем рифе, до 11.6 и 9.7 см в позднем рифе, до 6.8 см в венде и до 3.8 см – в раннем палеозое (рисунок А). Подобную же картину вариаций дает распределение крупных и меньших форм по стратиграфической шкале. Для целей подсчета строматолиты были разбиты на три разряда: крупных форм – D^{\max} 10 см и более; средних – D^{\max} 5–10 см; мелких – D^{\max} менее 5 см. Напомним, что виды с максимальными диаметрами менее 20 мм здесь не рассматриваются, так как отнесены к министроматолитам. Расчет показал, что в палеопротерозое, начиная с интервала 2.3–2.0 млрд. лет, и до раннего рифея возрастала доля крупных форм, а затем она постепенно сокращалась до минимума в венде – раннем палеозое (рисунок Б). Доля средних и мелких форм, вместе взятых, варьирует в обратной пропорции, при этом доля мелких форм менялась очень значительно: она сокращалась на протяжение палеопротерозоя от 55% до 10%, составляла меньше 5% в раннем рифе, а в продолжение рифея вновь возрастала, достигала в венде почти

Таблица 4. Размерность столбчатых строматолитов в риффе и венде Северной Евразии (тунгуссиды)

Таксоны	D^{\max} , см	Возраст					
		R_1	R_2^1	R_2^2	R_3^1	R_3^2	V
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Anabaria camenensis</i> Schenf.	2				+		
divergens Komar.	5		++				
<i>glebosata</i> Golov	5		++				
<i>massulata</i> Golov	7				++		
<i>radialis</i> Komar	4		+				
<i>visenda</i> Doln.	15			+++	+++		
<i>Appia topicalis</i> Schap.	8			++			
<i>Baicalia aborigena</i> Schap.	10		+++				
<i>aimica</i> Nuzhn.	5			++			
<i>ampla</i> Semikh.	15				+++		
<i>baicalica</i> (Masl.)	12			+++	+++		
<i>bulbuchtensis</i> Doln.	10			+++	+++		
<i>buriatica</i> (Masl.)	6					++	
<i>filaris</i> Doln.	12			+++	+++		
<i>hirta</i> Doln.	5			++	++		
<i>impexa</i> Doln.	7		++				
<i>ingilensis</i> Nuzhn.	8				++		
<i>inventa</i> Schap.	10			+++			
<i>kirgisica</i> Kryl.	—		—	—			
<i>lacera</i> Semikh.	12				+++		
<i>maica</i> Nuzhn.	4				+		
<i>maculata</i> Schenf.	7					++	
<i>mariinica</i> Doln.	3			+	+		
<i>minuta</i> Komar	6		++				
<i>nitchatica</i> Doln.	—			—	—		
<i>nova</i> Kryl. et Schap.	20		+++				
<i>ondoka</i> Doln.	—			—	—		
<i>polit</i> Doln.	5			++	++		
<i>prima</i> Semikh.	4			+	+		
<i>ex gr. prima</i>	14				+++		
<i>prisca</i> Doln.	8		++				
<i>rara</i> Semikh.	4			+	+		
<i>reticulata</i> Doln.	3		+	+	+		
<i>schrenica</i> Schenf.	4						
<i>tcharica</i> Doln.	3				+		
<i>trautfetrica</i> Golov.	8	++					
<i>unca</i> Semikh.	3			+	+		
<i>valuchtensis</i> Doln.	3			+	+		
sp. 1 Schapov.	10			+++			
<i>Linella avis</i> Kryl.	8					++	
<i>akkaniella</i> Bertr.	6					++	
<i>simica</i> Kryl.	8					++	
<i>trollina</i> Bertr.	10					+++	
<i>ukka</i> Kryl.	12					+++	
<i>zhuica</i> Schenf.	6						++

Таблица 4. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Litia diformis</i> Schapov.	10		+++			+	
<i>Parmites concrescens</i> Raab.	3					+	
<i>meridionalis</i> Raab.	3					+	
<i>nubilosus</i>	3					+	
<i>Patomella kelleri</i> Raab.	3					+	
<i>Patomia ambigua</i> Doln.	3						+
<i>ossica</i> Kryl.	3						+
<i>Poludia mutabilis</i> Raab. et Kom.	20					+++	
<i>polymorpha</i> Raab.	11					+++	
<i>russa</i> Raab.	20					+++	
<i>torta</i> Raab.	4				+		
<i>Ramulus sociabilis</i> Raab.	3					+	
<i>Svetliella avzianica</i> Komar.	4		+				
<i>svetlica</i> Schap.	4		+				
<i>tottuica</i> Kom. et Semikh.	—			—			
<i>venusta</i> Schap.	3		+				
<i>Telemsina</i> sp.	—			—			
<i>Tenupalusella bracteata</i> Golov.	3			+			
<i>Tungussia bassa</i> Kryl.	12					+++	
<i>colcimi</i> Raab.	12				+++		
<i>conrusa</i> Semikh.	7				++		
<i>enpiggeni</i> Raab.	8				++		
<i>golovanovi</i> Raab.	4					+	
<i>(=Eleonora) laponica</i> Bertr.	12					+++	
<i>laquesa</i> Golov.	—				—		
<i>nodosa</i> Semikh.	15				+++		
<i>nuzhnovi</i> Raab.	4				+		
<i>parmensis</i> Raab.	6					++	
<i>perforata</i> Raab.	7					++	
<i>Turukhania arbora</i> Semikh.	7				++		

50%, а в раннем палеозое 70%. Рост носил устойчивый и ровный характер. Доля средних форм в палеопротерозое изменчива, но в рифеев колеблется в узких пределах, составляя в большинстве подразделений около 25–35%. Таким образом, размерность изменяется в основном за счет крупных и мелких видов. Стоит отметить, что, составляя в раннем рифеев ничтожную часть видов столбчатых строматолитов, мелкие формы затем постепенно как бы вытесняли крупные из состава комплекса перед тем, как столбчатые строматолиты пришли в полный упадок. Формы “гигантские”, около полуметра и более в поперечнике практически исчезают в венде и отсутствуют в кембрии, т.е. там, где процент мелких видов наиболее высок.

Приведенные конкретные размеры поперечников и цифры процентов никак не следует абсолютизировать: с одной стороны, их точность не высока из-за того, что при расчетах приходится оперировать величинами, которые обычно приводятся с округлением; к тому же, численность видов в стратиграфических подразделениях неодинакова, а точность подсчетов, как правило, понижена там, где наборы бедны. С другой стороны, цифры, несомненно, могут уточняться при появлении описаний новых видов и вариететов столбчатых строматолитов, добавочных данных о размерности тех или иных из рассмотренных таксонов, а также о возрастной привязке отдельных строматолитов содержащих свит. Введение таких уточнений могло бы изменить конкретные

Таблица 5. Размерность столбчатых строматолитов в рифее и венде Северной Евразии (гимносолениды)

Таксоны	D^{\max} , см	Возраст			
		R_2^2	R_3^1	R_3^2	V
<i>Dabania chopichica</i> Schenf.	10		+++		
<i>Gymnosolen altus</i> Semikh.	2		+		
<i>asymmetricus</i> Raab.	6			++	
(= <i>Inzeria</i>) <i>confragosus</i> Semjkh.	3		+		
<i>furcatus</i> Komar	4		+		
<i>giganteus</i> Raab.	10			+++	
<i>irregularis</i> Schenf.	2	+			
<i>levis</i> Kryl.	2			+	
<i>ramsayi</i> Steinm	5			++	
<i>tungusicus</i> Schenf.	3		+		
<i>Inzeria chunbergica</i> Golov.	4			+	
<i>djejimi</i> Raab.	2.5			+	
<i>gigantea</i> Doln.	6			++	
<i>kolymica</i> Golov.	6		++		
<i>macula</i> Golov	5		++		
<i>nyfrysländica</i> Raab.	4			+	
<i>sinopivarra</i> Bertr.-Sarf.	8			++	
<i>sovinica</i> Golov.	—		—		
<i>tjomusi</i> Kryl.	10		+++		
<i>toctogulica</i> Kryl.	5				++
<i>variusata</i> Golov.	6		++		
<i>Katavia karatavica</i> Kryl.	2.5		—	+	
<i>lenaica</i> Schenf.	3			+	
<i>borlogella</i> Doln.	5	++			
<i>Lenia jacutica</i> Doln	3			+	
<i>Minjaria buguldeica</i> Schenf.	4	+			
<i>calciolata</i> Korol.	8		++	++	
<i>nimbifera</i> Semikh.	10		+++		
<i>procera</i> Semikh.	5		++		
<i>saharica</i> Komar et al.	—	—			
<i>tana</i> Bertr.-Sarf.	6			++	
<i>uralica</i> Kryl.	20		+++	+++	

цифры, но вряд ли способно внести изменения в ту картину вариаций размерности столбчатых строматолитов, которая возникает сейчас, при анализе имеющегося материала. По численности использованная выборка удовлетворяет всем требованиям, при этом она охватывает все основные морфологические категории столбчатых строматолитов, более 90% их форм из Северной Евразии и около половины всех ныне известных в мире видов. Различия величин параметров в смежных подразделениях стратиграфической шкалы значительны и тенденции изменения выражены

отчетливо, вариации размерности не беспорядочны, а, напротив, носят закономерный характер. Оба способа подсчета, описанные выше, дают одну и ту же картину вариаций размерности столбчатых строматолитов на протяжение протерозоя и начала палеозоя (рисунок А, Б).

Кривая вариаций размерности мономодальная, ее единственный максимум приходится на ранний рифей и имеет значительную амплитуду. Восходящая и нисходящая ветви кривой лишены перегибов, особенно плавный характер носит нисхо-

Таблица 6. Размерность столбчатых строматолитов в рифе, венде и кембрии Северной Евразии (альтернелловые)

Таксоны	D^{\max} , см	Возраст				
		R_2	R_3^1	R_3^2	V	€
<i>Alternella bianca</i> Raab.	3			+		
<i>hyperboreica</i> Raab.	4			+		
<i>(=Aldania) sibirica</i> (Yakovl.)	4				+	
<i>Boxonia allahjunica</i> Komar, Semikh	3				+	
<i>divertata</i> Sidor...	3					+
<i>gracilis</i> Korol.	6				++	
<i>grumulosa</i> Komar.	10				+++	
<i>ingilica</i> Komar, Semikh.	15				+++	
<i>juedensis</i> Schenf.	6					++
<i>knjasevi</i> Doln., Vorontz.	4				+	
<i>krasivica</i> Golov.	6			++		
<i>lissa</i> Komar	5		++			
<i>togoica</i> Golov.	15		+++			
<i>tolbotchanica</i> Doln.	3					+
<i>zharcovi</i> Doln.	5				++	
<i>Columnaefacta elongata</i> Korol.	3					+
<i>erica</i> Kryl.	7					++
<i>ilica</i> Kryl.	2					+
<i>schancharia</i> (Korol.)	5					++
<i>usatica</i> Schenf	3					+
<i>vulgaris</i> Sidor.	2					+
<i>Tunicata nochtuica</i> Sidor.	4					+

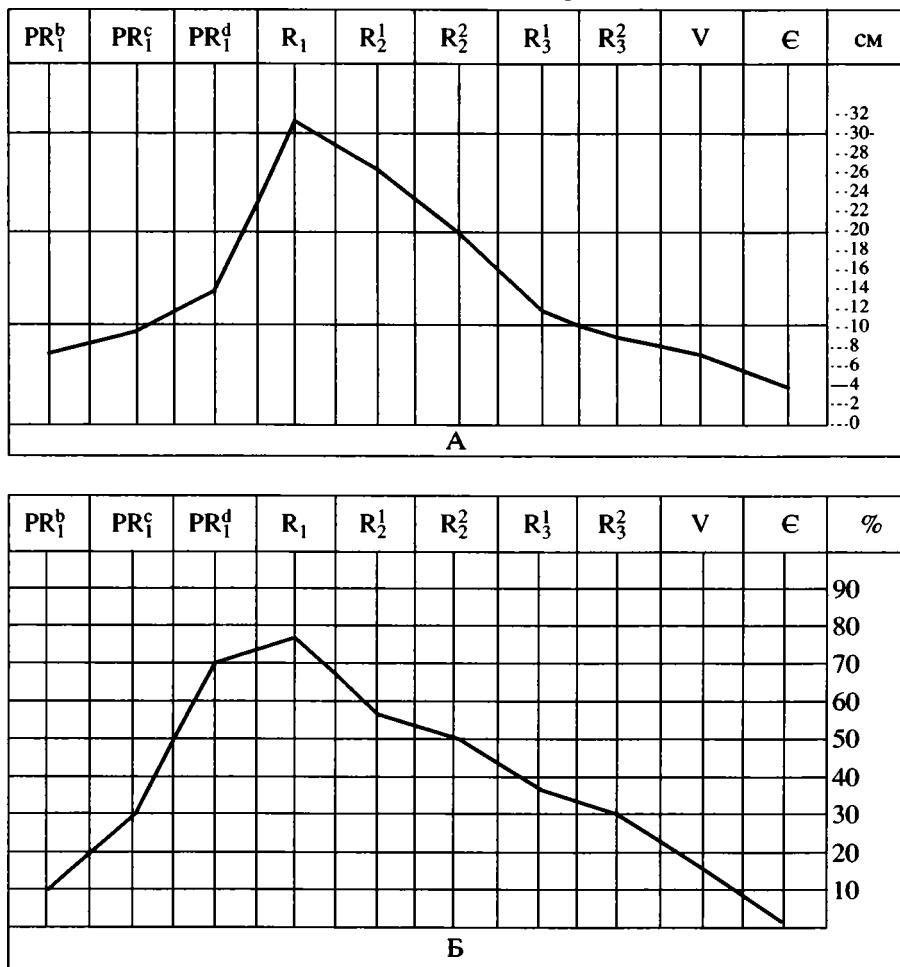
дящая ветвь, охватывающая большую часть рифея: и простирающаяся до начала палеозоя. Раннерифейский максимум отмечает смену устойчивой тенденции к увеличению размерности столбчатых строматолитов на диаметрально противоположную. Эта инверсия тренда, очевидно, отражала события, биотические или(и) абиотические, влиявшие на развитие строматолитового комплекса.

К инверсии близки по времени кардинальная перестройка систематического состава комплекса, а также отдельные критические точки на кривых вариаций систематического разнообразия: глубокий минимум у столбчатых строматолитов, пик у пластовых и у министроматолитов. Эти вариации разнообразия строматолитов предположительно связывались с ранними этапами развития эпикарельских платформ. Последующие вариации разнообразия также связывались с абиотическими событиями, близкими к ним по времени (Семихатов, Раабен, 1996). На плавном уменьшении размерности столбчатых строматолитов в продолжение среднего рифея, верхнего рифея, венда и кембрия не отразились ни перепады разнообра-

зия столбчатых и иных строматолитов, ни колебания распространенности строматолитовых толщ. Особенно примечательно отсутствие видимой связи с колоссальным подъемом этих показателей в позднем рифе и последующим их спадом. Соответственно отсутствует такая связь и с теми абиотическими событиями, которые их обусловили. Между тем, на шедших параллельно изменениях морфологии рифейских столбчатых строматолитов, как это видно из появления ряда морфологических новаций, отраженных изменениями систематического состава, заметно сказались абиотические события или(и) сопровождавшие их перестройки микробиот (Семихатов, Раабен, 1996).

Учитывая современные данные о развитии микробиот (Сергеев 2003), можно заметить, что начало спада размерности столбчатых строматолитов совпадает по времени с началом эволюционного стазиса в мире микроорганизмов, а нисходящая ветвь кривой вариаций размерности – с “неопротерозойской революцией”. Это яркое событие в микромире не отразилось на плавном ходе сокращения размерности столбчатых строматолитов, а

Вариации размерности столбчатых строматолитов



Вариации показателей размерности столбчатых строматолитов в протерозое – раннем палеозое.
А – среднестатистический максимальный диаметр; Б – процент крупных форм.

потому особый интерес привлекает совпадение во времени инверсии тренда размерности с другим биотическим событием – скрытой инкорпорацией эукариот в биоты прокариотных микробиогрупп. Последняя коррелируется с первыми этапами развития эпикарельских карбонатных платформ (Сергеев, 2003), как и упомянутая выше кардинальная перестройка систематического состава, а с ним и морфологии строматолитового комплекса.

Из сравнения вариаций размерности у столбчатых строматолитов и у протерозойских министроматолитов видно, что тренды изменений размерности во времени у них не совпадают, резко различна и динамика их разнообразия; предположение, что строматолитообразующие биоты называемых морфотипов были различными, кажется вероятным и дает основание думать, что эволюция соответствующих экосистем шла различными путями. Однако и у тех, и у других сокраще-

ние размерности одинаково предшествовало их упадку, а затем и почти полному исчезновению из геологической летописи. Перелом тренда изменения размерности у колумнитов и резчайший спад протерозойских министроматолитов происходили вслед за инкорпорацией эукариот в цианобактериальные прокариотные экосистемы, имевшей место близ рубежа палеопротерозоя и рифея (Сергеев, 2003). Возможно, именно это раннее внедрение эукариотных организмов в строматолитообразующие сообщества сыграло главную роль в полной перестройке систематического состава столбчатых строматолитов и инверсии тренда изменения их размерности. В конечном же итоге, инкорпорация эукариот в строматолитообразующие экосистемы привела, по-видимому, к вырождению столбчатых строматолитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одним из факторов эволюции строматолитов являлись закономерные изменения размерности столбчатых строматолитов – самой многочисленной из их надродовых группировок.

Размерность столбчатых форм определяется протяженностью слоев, образующих колонки-строматоиды; ее мерой служат диаметры колонок.

Столбчатым строматолитам свойственна ограниченная размерность: диаметры колонок у каждого из видов варьируют в относительно узких интервалах и не превышают определенной величины; максимальные диаметры колонок большинства видов столбчатых строматолитов известны из описаний и являются параметром, доступным для сравнительного анализа.

Анализ выборки, включающей 230 форм столбчатых строматолитов, по двум параметрам выявил закономерный характер изменений их размерности на протяжение протерозоя и раннего палеозоя. Так, среднестатистический максимальный диаметр непрерывно возрастает в раннем протерозое, начиная с интервала 2.3–2.0 млрд. лет, он достигает максимума в раннем рифее, а вслед затем неуклонно сокращается в течение рифея, венда и начала палеозоя.

Аналогичные изменения испытывает процентное содержание крупных форм: оно возрастает в палеопротерозое, достигает максимума в раннем рифее и непрерывно сокращается в среднем и верхнем рифее, венде и раннем палеозое. Доля меньших форм изменяется в обратной пропорции, в основном за счет форм мелких; резкое преобладание таких форм в раннем палеозое предваряет финальный упадок столбчатых строматолитов.

Вариации размерности, рассчитанным тем и другим путем, отвечает мономодальная кривая с максимумом в раннем рифее. Ее восходящая ветвь обнимает палеопротерозой в интервале от 2.3 до 1.65 млрд. лет и заканчивается в раннем рифее. Нисходящая ветвь, охватывающая большую часть рифея, венда и начало палеозоя, носит чрезвычайно плавный характер, без каких-либо перегибов и перепадов. Амплитуда максимума значительна: максимальный среднестатистический диаметр возрастает, а затем сокращается в несколько раз, как и доля крупных форм в комплексе столбчатых строматолитов.

Раннерифейский максимум соответствует смене отчетливо выраженной тенденции к возрастанию размерности на противоположную. Эта инверсия тренда близко совпадает во времени с ранним этапом развития эпикарельских карбонатных платформ и, вероятно, находится с ним в той или иной связи. Прямая ее зависимость от палеогеографических и иных перестроек этого этапа мало вероятна, так как другие абиотические события

сходного характера никак не отразились на вариациях размерности.

К инверсии близка по времени кардинальная перестройка состава строматолитового комплекса, имевшая место на рубеже палеопротерозоя и рифея. Оба эти биотические события представляются тесно взаимосвязанными. Абиотические события, нашедшие заметный отклик в перепадах разнообразия и обилия столбчатых строматолитов, не нашли отражения на вариациях их размерности. Размерность столбчатых строматолитов, таким образом, может считаться фактором, независимым от прямого влияния абиотических событий.

Автор признателен Л.П. Барышевой, Е.В. Журавлеву и Н.М. Журавлевой за неоценимую помощь в подготовке этой статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 010564719, 020564333) и Проритетной программы № 6 Отделения Наук о Земле РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бутин Р.В. Ископаемые водоросли протерозоя Карелии // Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск: Петрозаводск. кн. изд-во, 1966. С. 34–64.

Власов Ф.Я. Докембрийские строматолиты из саткинской свиты Южного Урала // Материалы по палеонтологии среднего палеозоя Урала и Сибири. Свердловск: УРО АН СССР, 1977. С. 101–124.

Голованов Н.П. Некоторые активно ветвящиеся строматолиты из юсмастахской свиты рифея бассейна р. Котуйкан (Западный склон Анабарского поднятия) // Уч. зап. НИИГА. 1966. Т. 12. С. 65–77.

Голованов Н.П. Строматолиты из рифейских отложений Мурчисон фьорда, Северо-Восточная Земля // Уч. зап. НИИГА. 1967. Т. 20. С. 6–20.

Голованов Н.П. Строматолиты верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия // Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. С. 60–79.

Голованов Н.П. Позднедокембрийские строматолиты Приколымского поднятия // Рифей Центрального сектора Арктики. Л.: НИИГА, 1972. С. 20–32.

Дольник Т.А. Строматолиты акитканской серии Северо-Западного Прибайкалья // Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978. С. 106–110.

Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск: СО РАН, 2000. 320 с.

Дольник Т.А., Воронцова Г.А. Биостратиграфия верхнего докембия и нижнего кембия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Иркутск: Вост. Сиб. кн. изд-во, 1974. 76 с.

- Келлер Б.М., Казаков Г.А., Крылов И.Н. и др.* Новые данные по стратиграфии рифейской группы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 12. С. 26–41.
- Кириченко Г.И.* К вопросу о водорослях *Soporphyton* Masl // Тр. ВСЕГЕИ. 1961. Т. 66. С. 55–69.
- Комар В.А.* Столбчатые строматолиты рифея севера Сибирской платформы // Уч. зап. НИИГА. 1964. Вып. 6. С. 84–105.
- Комар В.А.* Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с.
- Комар В.А.* Новые данные о корреляции рифейских отложений Южного Урала и Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 10. С. 30–36.
- Комар В.А.* О строении и строматолитах типовых разрезов рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 50–60.
- Комар В.А., Крылов И.Н., Нужнов С.В. и др.* О трехчленном делении рифея по строматолитам // Геология докембра (Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Пробл. 10). М.: Недра, 1964. С. 172–185.
- Комар В.А., Раабен М.Е., Семихатов М.А.* Конофиты рифея СССР и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1965. 78 с.
- Комар В.А., Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Характер распространения формальных видов строматолитов в рифейских отложениях Учуро-Майского района // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 7. С. 124–132.
- Комар В.А., Семихатов М.А., Серебряков С.Н., Воронов Б.Г.* Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея юго-восточной Сибири и Северо-Востока СССР // Сов. геология. 1970. № 3. С. 37–53.
- Конюшков К.Н.* О диагностических признаках и систематике строматолитов // Биостратиграфический сб. Палеонтология и стратиграфия палеозоя СССР. Л.: ВСЕГЕИ. 1978. С. 74–86.
- Королюк И.К.* Некоторые строматолиты кембра Иркутского амфитеатра // Тр. Нефт. ин-та АН СССР. 1956. Вып. 7. С. 51–59.
- Королюк И.К.* Нижнекембрийские строматолиты Иркутского амфитеатра // Строматолиты нижнего кембра и протерозоя Иркутского амфитеатра. Тр. ИГРГИ. 1960. Вып. 1. С. 112–161.
- Королюк И.К.* Строматолиты позднего докембра // Верхний докембр. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 479–489.
- Королюк И.К., Комар В.А., Крылов И.Н. и др.* Значение строматолитов для стратиграфии рифея // Совещание по стратиграфии отложений позднего докембра Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: ИГГГ СО АН СССР, 1962. С. 16–19.
- Королюк И.К., Сидоров А.Д.* Строматолиты южного Прибайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 11. С. 112–123.
- Крылов И.Н.* Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембра. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1962. 50 с.
- Крылов И.Н.* Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии. М.: Наука, 1963. 133 с.
- Крылов И.Н.* Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Карагату. М.: Наука, 1967. 77 с.
- Крылов И.Н.* Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с.
- Крылов И.Н., Королюк И.К., Сидоров А.Д.* Строматолиты // Томмотский ярус и проблема нижней границы кембра. М.: Наука, 1969. С. 195–214.
- Крылов И.Н., Пертуунен В.* Строматолиты афебия района Тервола, Северо-Западная Финляндия // Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978. С. 87–105.
- Крылов И.Н., Шаповалова И.Г.* О распространении катаевского комплекса в рифейских отложениях Урала и Сибири // Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембра востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1970. С. 47–57.
- Любцов В.В.* О строматолитах Печенгского комплекса нижнего протерозоя (Кольский п-ов) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 2. С. 419–423.
- Макарихин В.В.* Некоторые строматолиты ятулия Карелии // Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978. С. 72–85.
- Макарихин В.В., Кононова Г.М.* Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1983. 180 с.
- Нужнов С.В.* Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 175 с.
- Орлеанский В.К., Раабен М.Е.* Строматолиты – живые буквы каменной летописи // Природа. 1998. № 11. С. 68–85.
- Раабен М.Е.* Строматолиты верхнего рифея Полюдо-ва кряжа и их вертикальное распределение // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39. Вып. 3. С. 86–109.
- Раабен М.Е.* Строматолиты верхнего рифея (гимноселинды). М.: Наука, 1969. 100 с.
- Раабен М.Е.* Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 247 с.
- Раабен М.Е.* Микростроматиты – характерный элемент нижнепротерозойского строматолитового комплекса // Докл. АН СССР. 1980 Т. 250. № 3. С. 134–137.
- Раабен М.Е.* “Рифейские” строматолиты в нижнем протерозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981 № 6. С. 51–64.
- Раабен М.Е.* Актуальные вопросы систематики строматолитов // Актуальные вопросы современной палеоальгологии. Киев: Наукова думка, 1986. С. 137–143.
- Раабен М.Е.* Колонковые микростроматиты в раннем рифее // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 87–96.
- Раабен М. Е.* Микростроматиты и их природа // Литология и полезн. ископаемые. 1998. № 2. С. 153–161.
- Раабен М.Е.* Министроматиты (возраст и особенности) // Бактериальная палеонтология. Тез. Междун. съещ. М.: ПИН РАН, 2002. С. 65.
- Раабен М.Е.* Министроматиты раннего палеозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 2. С. 27–37.
- Раабен М.Е.* Министроматиты протерозоя и архея: таксономический состав последовательных комплексов // Труды Института геологии и геофизики СО РАН. 2004. № 1. С. 103–116.

- сов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 4. С. 35–48.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е. К биостратиграфической характеристике рифея Арктики // Докл. АН СССР. 1969. Т. 184. № 3. С. 676–679.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е. Водорослевая проблематика верхнего рифея. М.: Наука, 1972. 130 с.
- Раабен М.Е., Комар В.А. Строматолиты рифея Южного Урала // Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. С. 6–60.
- Раабен М.Е., Опаренкова Л.И. Новые данные по стратиграфии рифея Тимана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 13–20.
- Раабен М.Е., Семихатов М.А. Динамика глобального разнообразия надродовых группировок строматолитов в протерозое // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 2. С. 234–238.
- Раабен М.Е., Тевари В. Рифейские строматолиты Индии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 7. С. 17–26.
- Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Наука, 1962. 247 с.
- Семихатов М.А. Некоторые карбонатные строматолиты афебия Канадского щита // Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978. С. 111–147.
- Семихатов М.А., Комар В.А., Серебряков С.Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М.: Наука, 1970. 207 с.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Ст. 1. Северная Евразия, Китай и Индия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 10–32.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Ст. 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 26–54.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 214 с.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е., Сергеев В.Н. и др. Биотические события и положительная изотопная аномалия карбонатного углерода 2.3–2.06 млрд. лет назад // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С. 3–27.
- Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 140 с.
- Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация, фациальная приуроченность и биостратиграфическое значение. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 95 с.
- Сидоров А.Д. Новый нижнекембринский строматолит Восточной Сибири // Палеонтол. журн. 1960. № 4. С. 104–107.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
- Шаповалова И.Г. Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск: Наука, 1974. 139 с.
- Шенфиль В.Ю. Новые данные о строматолитах мильконской свиты (Юдомо-Майский район) // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 114–134.
- Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
- Шпунт Е.Р., Шаповалова И.Г., Шамишина Э.А. и др. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 215 с.
- Яковлев Н.Н. О находке мурманского рода *Gymnosolen* в нижнем кембрии Восточной Сибири // Докл. АН СССР. 1934. Т. 2. № 9. С. 584–592.
- Bertrand-Sarfati J. Stromatolites columnaires du Precambrien supérieur, Sahara Nord-Occidental. Paris: CRNS, 1972. 245 p.
- Bertrand-Sarfati J., Eriksson K.A. Columnar stromatolites from the Early Proterozoic Schmidsdrift Formation, Northern Cape Province, S. Africa. Part 1. Systematic and diagnostic features // Paleontol. Africa. 1977. V. 20. P. 1–26.
- Bertrand-Sarfati J., Siedlecka A. Columnar stromatolites of the terminal Precambrian Porsanger Dolomite and Grasdal Formation of Finmark, north Norway // Nor. Geol. Tidsskr. 1980. V. 60. № 1. P. 1–27.
- Cao R. Origin and order of cyclic growth pattern in mat-ministromatolite bioherms from the Proterozoic Wumishan formation, North China // Precambr. Res. 1991. V. 52. P. 167–178.
- Cloud P.E., Semikhhatov M.A. Proterozoic stromatolite zonation // Amer. J. Sci. 1969. V. 267. № 11. P. 1017–1061.
- Donaldson J.A. Stromatolites in the Denault Formation, Marion Lake, Coast of Labrador, Newfoundland // Bull. geol. Surv. Canada. 1963. V 102. 33 p.
- Grey K. Biostratigraphic studies of stromatolites from the Proterozoic Earaheady group, Naberru basin, Western Australia // Geol. Surv. W. Australia Bull. 1984. V. 130. P. 1–123.
- Grey K. Stromatolites from the Paleoproterozoic (Orosirian) Glengarry Group, Glengarry basin, Western Australia // Alcheringa. 1994. V. 18. P. 275–300.
- Hoffman P.F. Environmental diversity of Middle Precambrian stromatolites // Stromatolites. Elsevier. 1976. P. 599–611.
- Hofmann H.J. Stromatolites from Proterozoic Animikie and Sibley Groups, Ontario // Geol. Surv. Canada. 1969. Rep. paper 68–69. 77 p.
- Hofmann H.J. Precambrian fossils in Canada – the 1970s in retrospect // Proterozoic basins of Canada. Geol. Surv. Canada. 1981. Paper 81–10. P. 419–443.
- Hofmann H.J. Archean Stromatolites as Microbial Archives // Microbial Sediments. Springer, 2000. P. 315–326.
- Hofmann H.J., Jackson G.D. Proterozoic ministromatolites with radial-fibrous fabric // Sedimentology. 1987. V. 34. P. 963–971.
- Liang Yu, Cao R., Zhang L. et al. Pseudogymnosolenace of Late Precambrian in China. Beijing: Geol. Publ. House, 1984. 200 p.

- Liang Yu, Zhu S., Zhang L. et al.* Stromatolite assemblages of the Late Precambrian in China // *Precambr. Res.* 1985. V. 29. P. 15–32.
- Preiss W.V.* The systematics of South Australian Precambrian and Early Cambrian stromatolites. Part I // *Transact. R. Soc. S. Australia*. 1972. V. 96 (2). P. 67–100.
- Preiss W.V.* The systematics of South Australian Precambrian and Early Cambrian stromatolites. Part II // *Transact. R. Soc. S. Australia*. 1973. V. 97(2). P. 91–125.
- Preiss W.V.* The systematics of South Australian Precambrian and Early Cambrian stromatolites. *Transact. R. Soc. S. Australia*. 1974. V. 98 (4). P. 185–208.
- Preiss W.V.* The Adelaide Geosyncline of South Australia and its significance in Neoproterozoic continental reconstruction // *Precambr. Res.* 2000. V. 100. P. 21–61.
- Raaben M.E.* Some stromatolites of the Precambrian of Morocco // *Earth. Sci. Rev.* 1980. V. 16. № 2. P. 221–224.
- Raaben M.E., Lyubtsov V.V., Predovsky A.A.* Correlation of stromatolitic formations of northern Norway (Finnmark) and northwestern Russia (Kildin Island and Kanin Peninsula) // *Nor. Geol. Unders.* 1995. Spec. Publ. № 7. P. 233–247.
- Raaben M.E., Sinha A.K.* Classification of stromatolites // *Himalayan Geology*. 1989. V. 13. P. 215–227.
- Semikhato M.A., Raaben M.E.* Proterozoic Stromatolite Taxonomy and Biostratigraphy // *Microbial Sediments*. Berlin: Springer, 2000. P. 295–305.
- Walter M.R.* Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian // *Palaeontolog. Ass. Special Paper*. 1972. № 11. 190 p.
- Xing Yu, Duan Ch., Liang Yu, Cao R.* Late Precambrian palaeontology of China. Beijing: Geol. Publ. House, 1985. 288 p.
- Zhu Sh., Xu Ch., Gao J.* Early Proterozoic stromatolites from the Wutai Mt and its adjacent regions // *Bull. Tianjin Inst. Geol. Min. Res.* 1987. № 17. P. 5–221.

Рецензенты В.В. Макарихин, П.В. Медведев

УДК 551.735:563.125.6+564.53(764)

РОУДСКИЙ ЯРУС ПЕРМИ И ПРОБЛЕМЫ ЕГО ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

© 2006 г. Э. Я. Левен*, М. Ф. Богословская**

*Геологический институт РАН, Москва

**Палеонтологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 14.01.2005 г., получена после доработки 05.04.2005 г.

Рассмотрены и частично ревизованы данные по аммоноидеям, конодонтам и фузулинидам роудского и смежных с ним ярусов в их типовых разрезах на западе Техаса и прилегающих районах. Выделено четыре последовательных комплекса аммоноидей. Проведена их корреляция с конодонтовыми зонами и уточнена аммоноидная характеристика роудского яруса. На основании полученных результатов роудский ярус прослежен в Бореальной и Тетической областях. Ни в одном разрезе мира, за исключением типовых разрезов Техаса, точно не зафиксированы границы роудского яруса. Особенно трудно распознается его верхняя граница. Найдены роудских ископаемых лишь обозначают присутствие в том или ином разрезе отложений соответствующего возраста, но не позволяют отчленить их от подстилающих и перекрывающих отложений. Как в типовых разрезах, так и в Бореальной и Тетической областях, нижняя (конодонтовая) граница роудского яруса проходит выше уровня, на котором происходят существенные переломные события в развитии морской биоты. Верхняя граница также не связана с заметными биотическими событиями. Формальность конодонтовых границ роудского яруса при относительно редкой встречаемости конодонтов соответствующего возраста не способствует точной корреляции этого яруса.

Ключевые слова. Пермь, роудский ярус, аммоноидеи, конодонты, фузулиниды, корреляция, Техас, Бореальная область, Тетис.

ВВЕДЕНИЕ

Гваделупская серия, более ста лет назад выделенная Г. Гирти (Girty, 1902) в разрезах перми Западного Техаса, с недавнего времени рассматривается как средний, гваделупский, отдел глобальной хроностратиграфической шкалы пермской системы (Yugan et al., 1997). Отдел подразделяется на три яруса – роудский, вордский и кэпитенский, типовые разрезы которых располагаются в Стеклянных (роудский и вордский) и Гваделупских горах (кэпитенский). Стратиграфический объем ярусов с момента их установления претерпел существенную эволюцию, что связано с разными подходами к их выделению. Так, если вначале в основу выделения ярусов были положены аммоноидеи, то в дальнейшем упор был сделан на конодонты. В результате, устанавливаемые по конодонтам границы оказались расположеными внутри ярусов в их первоначальном понимании. Все это сильно осложнило трассирование ярусов, особенно их границ, так как конодонты, определяющие эти границы, за пределами запада США имеют очень ограниченное распространение. Поскольку приоритет конодонтов при определении границ ярусов нашел отражение в официально принятой недавно шкале пермской системы и уже не может быть оспорен, встает вопрос о возмож-

но точной корреляции конодонтовых границ с теми или иными заметными рубежами в развитии других групп ископаемых и, прежде всего, аммоноидей и фузулинид. Частично этот вопрос уже затрагивался одним из авторов (Левен, 2001). В настоящей статье упор будет сделан на роудский ярус.

Роудский ярус установлен В. Фёришем (Furnish, 1973) в объеме первого известнякового слоя верхнепермской формации Ворд (King, 1931). Г. Купер и Р. Грант возвели этот слой в ранг самостоятельной формации, присвоив ей название Роуд Каньон (Road Canyon) (Cooper, Grant, 1964). Выделяя нижнюю часть ворда в самостоятельную формацию, Купер и Грант границу между отделами перми или ленердской и гваделупской сериями стали проводить не в ее подошве, а в кровле. Основанием послужило сходство роудских брахиоподовых ассоциаций с верхнеленердскими (каседральскими). Такой же точки зрения придерживался и Фёриш, опираясь на аммоноидеи. Специалисты же по фузулинидам, напротив, считали, что роудские фузулиниды теснее связаны с вордскими, чем с каседральскими.

Таким образом, уже с момента установления роудского яруса возникли расхождения в том, к какому отделу его относить. Положение еще бо-

Таблица 1. Корреляция роудского яруса в разных биогеографических областях по аммоноидеям

ГХШ	Техас				Вайоминг, Айдахо	Тетис	Бореальная область	
	Гваделупские горы		Стеклянные горы				Канада	Россия
Предуральский отд.	Гваделупский отдел	Роуд	Ворд	Черри Каньон	④	Эпл ④	Рекс Черт	Формация Тролд Фьорд
Кунгур	Браши Кан.	Браши Кан.	Браши Кан.	Гейтвей ④ ③ Пайлайн	Формация Ворд	Виллис Рэнч Чайне Тэнк	Мургабский ярус	Уржумский горизонт
	Катофф	Формация Роуд Каньон	Формация Ворд	Виллиамс Рэнч ②	Формация Фосфория	Мид Пик	Cancellina cutalensis	Казанский ярус
	Эль Сентро	Формация Каседрал Маунтинс	Формация Грэнджер	“Гониатитовые слои”	“Гониатитовые слои”	Armenina, Misellina ovalis	Формация Ассистенс	Уфимский ярус
	Шумард Каньон	Формация Каседрал Маунтинс	Болорский ярус				Себин Бей	Кунгурский ярус
	Известняки Боун Спринг							

Обозначения. ①–④ – комплексы аммоноидей; ГХШ – глобальная хроностратиграфическая шкала.

лее усложнилось после того, как предпочтение в вопросах точной фиксации границ подразделений глобальной хроностратиграфической шкалы стало отдаваться конодонтам. Согласно рекомендациям Международной стратиграфической комиссии, границы подразделений шкалы должны определяться так называемыми точками глобальной корреляции (GSSP), выбираемыми в каком-то конкретном разрезе внутри литологически однородного слоя по естественной смене в непрерывной эволюционной последовательности одного вида ископаемых другим. Ни нижняя, ни верхняя границы роудского яруса в его первоначальном объеме этому условию не удовлетворяли. В результате активного изучения конодонтов в типовых разрезах Западного Техаса было решено связывать границы ярусов гваделупского отдела с последовательной сменой видов гондолеллид *Mesogondolella idahoensis* — *M. nankingensis* — *M. aserrata* — *M. postaserrata*. При таком подходе нижние границы ярусов существенно сместились вверх и оказались внутри тех ярусных подразделений, которые были установлены Фернишем по аммоноидеям. Названия ярусов при этом остались прежними. Как следствие, осуществлявшаяся до этого, в основном по аммоноидеям, глобальная корреляция как роудского, так вордского и кэпитенского ярусов, потребовала ревизии. Этому и посвящена настоящая статья, в которой основной упор сделан на прослеживание роудского яруса. Очевидно, что решение поставленной

задачи во многом зависит от того, насколько точно будут установлены соотношения между зональными шкалами аммоноидей и конодонтов в стратотипическом регионе роудского яруса. Таковым является Западный Техас и прилегающий к нему штат Нью Мексико; очень важными являются также разрезы в штатах Айдахо и Вайоминг.

СТРАТОТИПИЧЕСКИЙ РАЙОН РОУДСКОГО ЯРУСА

На западе США интересующий нас стратиграфический интервал достаточно хорошо охарактеризован аммоноидами. Они включают более 40 родов и 70 видов, монографически изученных и привязанных к разрезам (Miller, Cline, 1934; Miller, Furnish, 1940; Miller, 1944; Spinosa et al., 1975; Taralson, 1984; Mikesh et al., 1988; Spinosa, Nassichuk, 1944 и др.). Кроме того, В. Фернишем Б. Гленистером и Т. Леоновой ммоноидей были переизучены с использованием новых материалов из разрезов Техаса (Furnish, Glenister, 1977; Wardlaw, 1996) и Нью Мексико (Wardlaw et al., 1979). Анализ стратиграфического распределения аммоноидей в стратотипичном районе и прилегающих к нему территорий позволил выделить четыре последовательных комплекса и привязать их к местным стратиграфическим подразделениям (табл. 1). Корреляция этих подразделений, прежде всего нижних, охарактеризованных аммо-

Таблица 2. Корреляция фузулинидовых и конодонтовых зон перми Тетиса

Ярусы	Фузулинидовые зоны	Конодонты (по Х. Коцуру)
Мидийский	<i>Yabeina</i> , <i>Sumatrina</i>	<i>Mesogondolella omanensis</i> <i>Mesogondolella siciliensis</i> <i>Mesogondolella aserrata</i> <i>Mesogondolella nankingensis</i>
Мургабский	<i>Neoschwagerina haydeni</i> , <i>Afghanella schenckii</i>	<i>Mesogondolella nankingensis</i> (переотложенная ?)
	<i>Neoschwagerina deprati</i> , <i>Afghanella tereshkovae</i>	<i>Mesogondolella siciliensis</i>
	<i>Neoschwagerina simplex</i> , <i>Presumatrina neoschwagerinoides</i>	<i>Mesogondolella siciliensis</i>
Кубергандинский	<i>Cancellina cutalensis</i>	<i>Mesogondolella siciliensis</i>
	<i>Armenina</i> , <i>Misellina ovalis</i>	<i>Mesogondolella siciliensis</i> <i>Mesogondolella phosphoriensis</i> <i>Gullodus cataloni</i> , <i>Hindeodus gulloides</i> <i>Mesogondolella saraciniensis</i>
Болорский	<i>Misellina parvicostata</i> , <i>M. termieri</i>	<i>Mesogondolella leonovae</i> <i>Mesogondolella shindyensis</i> <i>Mesogondolella gujioensis</i>
	<i>Brevaxina dyhrenfurthi</i>	<i>Rabeignathus bucaramangus</i>

Обозначения: 1–3 – положение нижней границы роудского яруса по разным авторам: 1 – Henderson et al., 1999; 2 – Левен, Богословская (в настоящей работе); 3 – Kozur, 1998; Kozur et al., 2001.

нондеями первого комплекса, не противоречит корреляции, которая предложена в последние годы на основании других групп организмов, включая конодонты (Harris et al., 2000; Lambert et al., 2000; Wardlaw et al., 2000).

Первый комплекс (табл. 1, 1) охватывает роды аммоноидей из верхней части отложений, подстилающих роудский ярус в современной (конодонтовой) его трактовке. В разных районах эти отложения отнесены к местным формациям, из которых наиболее хорошо охарактеризованы аммоноидеями четыре: нижняя часть формации Роуд Каньон (Стеклянные горы) и ее возрастной аналог – формация Блайн (север центрального Техаса), так называемые, “гониатитовые слои” в нижней части слоев Мид Пик формации Фосфория (штаты Айдахо и Вайоминг), слои Лас Сардинас и Перринитовые сланцы (Нью Мексико), слои Шумард Каньон в низах формации Катофф, соответствующие нижним серым известнякам Боун Спринг (Гваделупские горы).

Первый комплекс включает 10–12 родов и 13–16 видов. Он легко отделяется от предшествующего ему комплекса из формации Каседрал Манутин появлением возникших на этом уровне родов *Daubichites* (один из ранних в семействе *Pseudogastricerasidae*), *Glassoceras* (исходный в подсемействе *Glassoceratinae*), *Metacrinites* (семейство *Adrianitidae*), вероятно, *Paraceltites* (ис-

ходный в отряде *Ceratitida*) и *Peritrochia*. Все они известны и выше, в следующих комплексах. Очень характерны для первого комплекса виды ранее возникших и широко распространенных родов – *Bamyaniceras* (*B. knighti*), *Pseudovidrioceras* (*Ps. giryi*), *Perrinites* (*P. hilli* s.s.), *Eumedlicottia* (*E. whitneyi*), *Stacheoceras* (*S. rothi*). Первые два рода, относящиеся к числу бесследно исчезнувших, не встречены стратиграфически выше. Аммоноидей первого комплекса сопровождают конодонты зоны *Neostreptognathodus sulcopicatus* – *Pennicularis bassi*.

Второй комплекс (табл. 1, 2) характеризует нижнюю половину роудского яруса и тесно связан с первым. Составляющие его аммоноидей (15 родов и 20 видов) происходят в основном из тех же разрезов, что и аммоноидей первого комплекса, но из более высоких слоев – из большей верхней половины формации Роуд Каньон в Стеклянных горах и ее возрастных аналогов – верхов формации Катофф (слои Вилльямс Рэнч) в Гваделупских горах и верхней половине слоев Мид Пик в штате Вайоминг. Нижний рубеж распространения второго комплекса, с которым можно связывать нижнюю границу роудского яруса, определяют немногие таксоны: два впервые возникших рода – *Texoceras* (род без установленных родственных связей) и *Epithalassoceras* (потомок нижнепермского *Thalassoceras*), а также

пять видов – *Glassoceras pugmani* (потомок *G. bransonorum* из первого комплекса), *Eumedlicottia burckardti* (родственно связанная с более древней *E. whitneyi*), *Pettinites vidriensis* (следующая за *P. hilli* ступень в развитии рода), многочисленные *Paraceltites elegans*. По-видимому, несколько выше нижней границы яруса на разных уровнях появляются род *Spirolegoceras* (возможный потомок *Gobioceras*) и первый представитель высокоорганизованных циклобид – род *Demarezites*. Имеются указания на появление здесь и первых представителей рода *Waagenoceras* (Lambert et al., 2000). Но они нигде не описаны и присутствие их на этом стратиграфическом уровне сомнительно.

Таким образом, на родовом уровне второй комплекс отличается от первого присутствием четырех-пяти новых родов, из которых нижнюю границу роудского яруса, бесспорно, определяет появление рода *Texoceras* и, возможно, *Epithalassoceras*. В основном же граница яруса обозначается появлением новых видов. Комплекс полнее представлен в верхней части формации Роуд Каньон и в верхах формации Катофф (слои Виллиамс Рэнч). Описанные из верхней части слоев Мид Пик формации Фосфория роудские *Spirolegoceras fisheri* и *Demarezites furnishi*, не имеют корней и точной стратиграфической привязки. Здесь они сопровождаются характерными роудскими конодонтами, в том числе и *Mesogondolella nankinensis* (Miller et al., 1957; Spinoso, Nassichuk, 1994). В типовых разрезах стратотипического региона эти виды не известны.

Третий комплекс (табл. 1, 3) – самый многочисленный и распространенный. Он включает 18 родов и около 25 видов, подавляющее число которых известно из отложений вордского яруса в понимании В.В. Фёрниша (Furnish, 1973), т.е. из второго (слои Чайне Тэнк) и третьего (слои Виллиамс Рэнч) известняков формации Ворд П. Кинга (King, 1931). Он наиболее распространен в Стеклянных горах и штате Нью Мексико. Впервые на этом уровне появляются широко распространенные здесь и выше роды *Altudoceras*, *Tauroceras* (Чайна Тэнк), *Mexicoceras*, *Pseudagathiceras* и многочисленные *Waagenoceras* (слои Виллиамс Рэнч). На уровне слоев Чайне Тэнк появляется и вскоре вымирает *Atsabites*, заканчивают развитие, возникшие в начале роудского века, *Demarezites* и *Epithalassoceras*.

Третий комплекс самый таксономически богатый. Он заметно отличается от второго комплекса не столько появлением и присутствием пяти новых родов, сколько резким увеличением роли таксонов с многоэлементной и сложно рассеченной лопастной линией, в основном, характерных и для следующего, четвертого, комплекса из низов вордского яруса в современном понимании последнего. Для точного определения верхней границы

распространения рассматриваемого комплекса в настоящее время данных очень мало.

Четвертый комплекс (табл. 1, 4), выделенный в нижней части вордского яруса в новой современной трактовке, мало отличается от третьего родовым составом. Такие характерные для низов “нового” ворда роды, как *Neogeoceras*, *Aricoseras*, *Pseudagathiceras*, известны и в самых верхних слоях роудского яруса (известняки Гейтвэй), содержащих аммоноидей третьего комплекса и конодонтов *M. nankinensis*.

В связи с тем, что приоритетной группой в пермской стратиграфии стали считаться *кононты*, изучению этой группы ископаемых в последние годы уделялось большое внимание. В полной мере это относится к типовым разрезам гваделупской серии, в том числе и роудскому ярусу.

В Стеклянных горах, в интересующем нас интервале разреза выделяются следующие конодонтовые зоны (Wardlaw, 2000; Wardlaw et al., 2000):

1. **Переходная зона**, для которой характерны конодонты, имеющие промежуточный характер между *Mesogondolella idahoensis* и *M. nankinensis*. Нижняя граница зоны проводится примерно в основании формации Роуд Каньон. К этой зоне приурочен первый комплекс аммоноидей.

2. **Зона А** с нижней границей, совпадающей с появлением типичных *M. nankinensis* и являющейся нижней границей роудского яруса, которая, таким образом, проходит внутри нижней трети формации Роуд Каньон. Для зоны характерны аммоноидеи второго комплекса.

3. **Зона В** начинается с основания слоев Чайне Тэнк формации Ворд и охватывает слои Виллиамс Рэнч, т.е. верхний предел распространения *M. nankinensis*. Зона характеризуется третьим комплексом аммоноидей.

4. **Зона *Mesogondolella aserrata*** начинает собой вордский ярус. Его нижняя граница связывается с появлением зонального вида. В стратотипе яруса (Гваделупские горы) она проходит чуть ниже кровли слоев Гейтвэй формации Черри Каньон. Для нижней части зоны характерен четвертый комплекс аммоноидей.

В Гваделупских горах нижняя граница роудского яруса проводится по появлению конодонтов, переходных от *M. idahoensis* к *M. nankinensis* в средней части слоев Эль Сентро, выделяемых внутри формации Катофф (Wardlaw, 2000). Поэтому эта граница представляется здесь несколько заниженной по сравнению с ее положением в Стеклянных горах. Слои Шумард, залегающие в основании формации Катофф, охарактеризованы исключительно *M. idahoensis* и содержат аммоноидей первого комплекса. Аммоноидеи второго комплекса характерны для верхней части слоев Эль Сентро и слоев Виллиамс Рэнч формации

ции Катофф. Эта часть разреза охарактеризована типично роудскими конодонтами, наиболее характерными из которых является *M. nankingensis*. Этот вид проходит выше в формацию Браши Каньон и самую нижнюю часть формации Черри Каньон (нижняя часть слоев Гейтвэй). Конодонты сопровождаются аммонидаами третьего комплекса. Зона *M. aserrata*, в объеме которой сейчас принимается роудский ярус, охватывает большую часть формации Черри Каньон. Аммониды здесь редки и с некоторой долей условности могут быть отнесены к четвертому комплексу.

Совместные находки конодонтов и аммонид известны в штатах Вайоминг и Айдахо, где они приурочены к слоям Мид Пик формации Фосфория. Основание этих слоев относится к зоне *Neostreptognathodus sulcopicatus* – *Pennicularis bassi* (Wardlaw, Collinson, 1986) и еще не содержат *M. nankingensis*. Встреченные здесь же (“гониатитовые слои”) аммониды принадлежат первому комплексу. Верхняя, большая часть слоев Мид Пик, выделяется в зону *Neogondolella serrata* – *Neostreptognathodus newelli* – *Pennicularis bassi* (Wardlaw, Collinson, 1986), для которой наиболее характерным является вид *Mesogondolella nankingensis* (=*Neogondolella serrata*). К этой зоне приурочены редкие находки аммонидей второго комплекса (*Demarezites*, *Spirolegoceras*) (Spinoza, Nassichuk, 1994).

Следующая зона *Neogondolella phosphoriensis* – *Thamnosia depressa*, к которой относятся самые верхи слоев Мид Пик и вышележащие слои Рекс Черт (Wardlaw, Collinson, 1984, 1986), аммонидей не содержит.

Суммируя имеющиеся данные об аммонидаях и конодонтах из стратотипичных районов роудского яруса и об их совместных находках, можно сделать следующие выводы:

1. Нижняя граница роудского яруса, связывающая с появлением *N. nankingensis*, примерно отвечает уровню, на котором происходит смена первого комплекса аммонидей вторым в нижней трети формации Роуд Каньон и ее возрастных аналогов.

2. По аммонидам эта граница менее значима и выразительна, чем граница, связанная с появлением аммонидей первого комплекса и совпадающая с нижней границей формации Роуд Каньон.

3. Верхняя граница роудского яруса, связывающая с возникновением *M. aserrata*, по аммонидам четко не фиксируется. Можно лишь предполагать, что она примерно отвечает уровню смены третьего комплекса аммонидей четвертым.

Если рубежи в развитии аммонидей, более или менее, можно соотнести с этапами в развитии конодонтов, то по фузулинам это сделать сложно. Начиная с каседральского (кунгурского) яруса, последние представлены, в основном, до-

вольно однообразными парафузулинами, которые, постепенно усложняясь, проходят вверх по разрезу до кровли вордского яруса. Сколько-нибудь четкие этапы в линии развития парафузулин наметить трудно. Существующие зональные схемы (Wilde, 1990, 2000; Yang, Yancey, 2000), базирующиеся на эндемичных нечетко отличающихся друг от друга видах парафузулин, носят сугубо местный характер и не могут служить основой для более широких корреляций. Существенным является лишь появление в нижней трети формации Роуд Каньон первых многоапертурных фузулинид рода *Skinnerina* (Wilde, 2000), а также широко распространенных в верхнепермских отложениях Тетиса, родов *Yangchienia* и *Rausserella*. Однако находки трех перечисленных родов носят единичный характер, что делает их малопригодными для однозначных стратиграфических выводов. Противоречивы и данные об их положении в разрезе, по отношению к нижней границе роудского яруса. Так, Уильди (Wilde, 2000) считает, что первое появление скиннерин и раузерелл совпадает с этой границей, тогда как Янг и Янсей (Yang, Yancey, 2000) полагают, что это происходит несколько раньше.

Рассмотрев распределение аммонидей, конодонтов и фузулинид в типовых разрезах роудского яруса, попытаемся проследить его в Бореальной и Тетической областях.

БОРЕАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

В отложениях Бореальной области фузулины в рассматриваемом интервале пермского разреза отсутствуют. Поэтому все вопросы, связанные с распознаванием и прослеживанием здесь роудского яруса, решаются по аммонидам и конодонтам.

В Арктической Канаде зональный роудский вид конодонтов *Mesogondolella nankingensis* обнаружен в формации Ассистенс, в которой на разных уровнях найдены и аммониды: *Daubichites* (один вид), *Sverdrupites* (два вида) и *Biarmiceras* (?) sp. (Nassichuk, 1970; Kozur, Nassichuk, 1977). Род *Sverdrupites* представлен двумя последовательными видами (*S. harkeri* — *S. amundseni*), из которых ранний найден вблизи основания и в середине формации, поздний – несколько ниже ее кровли. Очень вероятно, что *M. nankingensis* и *Sverdrupites* ограничены в своем распространении формацией Ассистенс, которая будет, в этом случае, соответствовать роудскому ярусу. Такое заключение основывается на том, что в отложениях формации Тролд Фьёрд, перекрывающей формацию Ассистенс, конодонты не известны, но, по данным В. Насичука (Nassichuk et al., 1965 Nassichuk, 1995), найдены аммониды рода *Neogeoceras* (*N. macspaini*), широко распространенного выше роудского яруса. Из формации Сэбин Бей (Sabine Bay),

подстилающей Ассистенс, известны конодонты *M. idahoensis* (Kozur, Nassichuk, 1977) и предок рода *Sverdrupites*, описанный Нассичуком как *Sverdrupites* sp. (Nassichuk, 1970) и переопределенный М.Ф. Богословской как *Epijuresanites* sp. Он найден в осыпи у нижней границы формации Ассистенс и в коренном залегании в средней части формации Сэбин Бей. В настоящее время нет достаточных оснований относить последнюю к роудскому ярусу (Nassichuk, 1995). Вероятнее всего, она будет соответствовать в разрезах Техаса нижним слоям формации Роуд Каньон и ее возрастным аналогам, содержащим аммоноидей первого комплекса.

На Северо-Востоке России иконодонтов нет, а роудские аммоноидеи *Daubichites goochi* и оба вида *Sverdrupites* (в той же последовательности, что и в формации Ассистенс Арктической Канады) найдены в нижнеделенжинском подгоризонте деленжинского горизонта Верхоянья и в омолонском горизонте Колымо-Омолонской провинции (Андреанов, 1985; Кутыгин и др., 2002; 2004). Присутствие этих таксонов в указанных стратиграфических подразделениях позволяет сопоставить последние с формацией Ассистенс и роудским ярусом. Очень вероятно довольно точное совпадение нижних границ упомянутых стратонов, проводимых по появлению *Sverdrupites harkeri*, с нижней границей роудского яруса, и нет надежных данных для корреляции верхних границ. Таким образом, без уточнения верхней границы корреляция роудского яруса с нижнеделенжинским подгоризонтом очень вероятна. Не противоречат этому и находки *Epijuresanites* – предка *Sverdrupites* в подстилающем верхнетумаринском подгоризонте тумаринского горизонта. Как отмечалось выше, в Арктической Канаде высоко организованный *Epijuresanites* sp. (= *Sverdrupites* sp., Nassichuk, 1970) найден в отложениях формации Сэбин Бей.

На Европейской территории России роудскому ярусу более или менее соответствует казанский ярус и его возрастные аналоги – кочергинская и геркинская свиты на Новой Земле. Все они охарактеризованы теми же родами и видами аммоноидей, что известны в Арктической Канаде и на Северо-Востоке (Богословская и др., 1982; Леонова и др., 2002; 2005; Леонова, Шиловский, 2004). На Новой Земле аммоноидеи представлены двумя комплексами: внизу – *Sverdrupites harkeri* и *Daubichites butakovensis* (кочергинская свита), вверху – *D. butakovensis*, *S. amundseni* и *Altudoceras boreum* (геркинская свита). Совместное нахождение позднероудских *S. amundseni* и *A. boreum* (род *Altudoceras* впервые появляется на уровне Чайне Тэнк) говорит о позднероудском возрасте геркинской свиты, а отсутствие поздних форм в кочергинской свите – о ее раннероудском возрасте. В разрезе казанского яруса стратотипического ре-

гиона (Кировская область) аммоноидеи найдены в одном обнажении, на двух близко расположенных уровнях вблизи границы приказанских и пецишинских слоев верхнеказанского подъяруса (Леонова и др., 2002). Однако в статье Г.В. Котляр и др. (2004) приведены другие данные о стратиграфическом положении гониатитовых слоев, которые привязываются к байтуганским и камышлинским слоям нижнеказанского подъяруса. В целом казанский комплекс включает 10 видов (из них половина в открытой номенклатуре) и 6 родов (из них половина под знаком "?"). Основу комплекса составляют виды двух родов. Один из них – исключительно роудский *Sverdrupites*, представлен широко распространенными видами *S. harkeri* и *S. amundseni*. Другой род – *Biarmiceras*, новый. Он иногда встречается и в отложениях, более древних, чем роудские. В рассматриваемом комплексе род представлен многими экземплярами трех видов (Леонова и др., 2005, в печати). Особенностью данного комплекса является совместное нахождение двух видов рода *Sverdrupites*. Обычно один из них (*S. harkeri*) встречается лишь в нижних слоях роудского яруса (низы формации Ассистенс и деленжинского горизонта), тогда как другой (*S. amundseni*) в верхах этого яруса. Это вполне согласуется с направленностью морфологического усложнения перегородки, которая установлена для филогенетического ряда *Epijuresanites* → *Sverdrupites*. Совместное нахождение двух родственно связанных видов *Sverdrupites*, скорее всего, говорит о среднероудском возрасте казанского комплекса, который занимает положение между двумя новоземельскими комплексами. Отсюда следует, что если аммоноидеи в казанском ярусе приурочены действительно к его середине, то роудскому ярусу, скорее всего, будет соответствовать казанский ярус в целом, а не нижнеказанский подъярус, как считают Г.В. Котляр и др. (2004). Вместе с тем, совершенно очевидно, что имеющиеся материалы по аммоноидеям не могут быть использованы для надежной корреляции границ оригинальных казанского и роудского ярусов.

Таким образом, для выделения в Бореальной области роудского яруса, в целом, имеется достаточно оснований, главными из которых являются данные по аммоноидеям филогенетического ряда *Epijuresanites* (*E. primaris* → *E. musalitini* → *E. vaigachensis* → *E. sp.*) → *Sverdrupites* (*S. harkeri* → *S. amundseni* → *S. aff. amundseni*). В этом ряду род *Sverdrupites*, верхний предел распространения которого требует уточнения, вероятно, будет определять роудский ярус, а род *Epijuresanites* – уфимский ярус. Нижнюю границу роудского яруса, совмещаемую со сменой *Epijuresanites* на *Sverdrupites*, документирует разрез пограничных отложений формации Себин Бей и Ассистенс в Арктической Канаде. Бессспорно, этот интервал

требует дополнительного палеонтологического изучения, как и верхний предел распространения *Sverdrupites*.

Вывод о соответствии казанского яруса роудскому позволяют делать и последние находки конодонтов как в нижнеказанском подъярусе (Kamagnathus khaliambadzhai, *Stepanovites aliensis*), так и в верхнеказанском (Kamagnathus volgensis, *Stepanovites meyeni*) (Черных и др., 2001; Черных, Силантьев, 2004). Однако на наш взгляд, этот вывод нельзя считать в полной степени корректным. Действительно, степановитесы не встречаются в типовых разрезах роудского яруса запада Америки. Кроме того, их стратиграфическое распространение выходит за пределы этого яруса. Так, *S. aliensis* описан из шуртанских слоев Пермского Приуралья, т.с. из низов кунгурского яруса (Чувашов и др., 1999). *S. meyeni* известен из отложений вордского яруса (Kozur, 1995). Основанием для корреляции нижних (байтуганских) слоев казанского разреза с подошвой роудского яруса запада США послужило сходство Ра элементов рода Kamagnathus с Ра элементами, описанными в составе вида *Sweetina triticum* местонахождения Драй Бред Холлоу (Dry Bread Hollow) в штате Юта (Черных, Силантьев, 2004). Однако по данным Вардлоу и Коллинсона (Wardlaw, Collinson, 1986, рис. 2, табл. 1) в этом местонахождении *S. triticum* приурочен к слоям Франсон, располагающимся выше по разрезу слоев Грэнджэр с *Mesogondolella nankingensis*. Поскольку именно с первым появлением названного вида мезогондолел связывается нижняя граница роудского яруса, это означает, что она располагается ниже слоев с *S. triticum*. Из этого, в свою очередь, следует, что в восточноевропейских разрезах эта граница также может проходить не в основании слоев с первыми Kamagnathus, сравниваемыми со *S. triticum* Юты, а ниже. Этот вывод важен в том отношении, что из него вытекает неочевидность и спешность решения о ликвидации уфимского яруса и отнесения соответствующей части разреза к кунгурскому ярусу (Решения Всерос..., 2004). Критерии для этого должны быть более основательными.

Из всего сказанного следует, что в восточноевропейских разрезах казанский ярус примерно отвечает роудскому. Однако об их полном совпадении говорить рано из-за пока не установленного соответствия нижней и, в особенности, верхней границ этих ярусов.

ОБЛАСТЬ ТЕТИС

Проблемы использования ярусов гваделупского отдела Глобальной шкалы в пределах области Тетис уже рассмотрены в статье Э.Я. Левена (2001). В ней показаны сложности проведения границ этих ярусов, в том числе и роудского. Ра-

нее предлагавшиеся корреляции (прежде всего по аммоноидеям) относились к ярусам в понимании В. Фёрниша (Furnish, 1973). Но сейчас при использовании этих ярусов необходимо учитывать изменения их границ. Так, в свое время М.Ф. Богословская, ориентируясь на аммоноидеи, сделала вывод, что нижняя граница роудского яруса совпадает с основанием кубергандинского (Чедия и др., 1986), чему были все основания. Сегодня же, поскольку граница роудского яруса повышена, в эти представления должны быть внесены соответствующие корректизы.

Ревизия данных по аммоноидам из типовых разрезов роудского и кубергандинского ярусов приводит к выводу, что нижняя граница роудского яруса в современной его трактовке, вероятнее всего, проходит не в основании кубергандинского яруса тетической шкалы, как это предлагалось ранее, а выше, вероятно в верхней части фузулинидовой зоны *Altmenina*, *Miselina ovalis*. Среди аммоноид из нижней части этой зоны (9 родов и 10 видов) в стратотипическом разрезе (р. Куберганды, Юго-Восточный Памир), наряду с позднепермскими *Paraceltites* и *Epiglyphioceras*, присутствуют многие раннепермские роды: последние *Bamyaniceras*, проходящие *Eothinites*, *Popanoceras*, *Neocrimites* и ряд других, широко распространенных в нижней перми области Тетис и за ее пределами (Туманская, 1935; Чедия и др., 1986). По совместному присутствию многих ранее возникших родов и впервые появившихся, получивших основное развитие позднее, данный комплекс сопоставим с первым комплексом из североамериканских разрезов. Объединяют их и общие роды – *Bamyaniceras* (не известный стратиграфически выше), *Paraceltites* (впервые появившийся) и *Neocrimites* (проходящий).

В верхней зоне кубергандинского яруса – зоне *Cancellina cutalensis* – аммоноидеи присутствуют в разрезе Тезак Южного Афганистана (Tertier et al., 1972). Они найдены на двух сближенных уровнях и отнесены к 12 видам 10 родов. Основу комплекса здесь составляют роды, существовавшие с ранней перми, но представленные видами, близкими к сицилийским (вордским). Из исключительно позднепермских присутствует только два рода – *Tauroceras* и *Paraceltites*. Описанный отсюда вордский *Neogeoceras trautscholdi* скорее относится к новому виду рода *Medlicottia*, известному из нижней перми области Тетис. В целом, комплекс представляется не очень высоким, но, бесспорно, роудским. Среди высокоорганизованных видов, близких к сицилийским и принадлежащим к долго существовавшим родам, присутствуют явно древние формы, такие как *Stacheoceras rothi* (самый поздний известен из формации Роуд Каньон Стеклянных гор) и *Eothinites sp. nov.* Наиболее вероятно, что комплекс, в целом, является переходным между вторым и третьим североамерикан-

скими комплексами. К сожалению, аммоноиды с двух уровней в статье Термье и др. (Termier et al., 1972) даны общим списком. Имеется лишь одно указание на положение *Stacheoceras rothi* на нижнем уровне, что является дополнительным аргументом в пользу среднероудского возраста комплекса.

С более высоким, третьим, комплексом аммоноидей из типовых разрезов роудского яруса можно сравнить комплекс из обнажения Кичхи-Бурну на р. Марта в Крыму. Отсюда О.Г. Туманской описан 31 вид, принадлежащие 12 родам. Близкий родовой состав приведен отсюда (обн. 110/1) в статье Г.В. Котляр и др. (Kotlyar et al., 1999). В рассматриваемом комплексе преобладают роды раннепермского происхождения, но их виды относятся либо к сицилийским, либо к новым видам, близким к сицилийским, что указывает на их возрастную близость. Самыми многочисленными и разнообразными в видовом отношении являются роды *Agathiceras*, *Propinacoceras*, *Stacheoceras* и *Prostacheoceras*. Особенно большое сходство с сицилийскими имеют виды первого и второго из названных родов. В составе последних двух родов (самых многочисленных) преобладают новые виды. Виды рода *Stacheoceras* заметно отличаются от сицилийских более низким уровнем развития, а *Prostacheoceras* в сицилийском комплексе вообще отсутствует. Близки к сицилийским и виды позднепермских родов *Paraceltites* и *Tauroceras*. Несмотря на большое сходство крымских аммоноидей с р. Марта с сицилийскими (вординскими), более древний возраст (позднероудский) первых сомнений не вызывает. Крымский комплекс напрямую объединяет с третьим североамериканским лишь присутствие трех родов – *Stacheoceras*, *Paraceltites* и *Tauroceras*, хотя и представленных разными видами, но имеющих близкий уровень развития. Тем не менее, учитывая приведенные выше данные, возрастная корреляция между этими комплексами представляется весьма вероятной.

В статье Котляр и др., кроме охарактеризованных выше родов и видов, приводится также род *Cardiella*, широко распространенный в сакмарско-байкальских отложениях Памира и Дарваза, но не известный выше. Вид *C. kussica*, упомянутый в статье Котляр и др., в Крыму был описан О.Г. Туманской из обнажения на р. Альма в сообществе с другими исключительно нижнепермскими родами и видами. Появление этого вида в списке аммоноидей из обнажения Кичхи Бурну выглядит случайным и его вряд ли следует учитывать при дальнейшем анализе.

В рассматриваемом обнажении (110/1) аммоноидеям сопутствуют фузулиниды, опираясь на которые Г.В. Котляр и др. (Kotlyar et al., 1999) относят содержащие их известняки к кубергандин-

скому ярусу. Однако, судя по приведенному ими списку, этот комплекс следует датировать как нижнемургабский. На это указывает присутствие *Neoschwagerina simplex* – зонального вида нижней зоны мургабского яруса, а также очень характерных для этого интервала разреза *Presumatrina schellwieni*.

В области Тетис известно еще несколько местонахождений аммоноидей роудского облика. Однако нигде их находки точно не привязаны к фузулинидам и конодонтам и поэтому проблемы положения роудского яруса в тетической шкале они не решают.

Приведенные данные по совместным местонахождениям аммоноидей и фузулинид позволяют сделать следующие выводы:

1. В разрезах Тетиса роудскому ярусу глобальной шкалы примерно отвечают верхняя зона кубергандинского и нижняя половина мургабского ярусов Тетической шкалы. Данные по аммоноидеям определяют лишь контуры роудского яруса. Вопросы положения его нижней, и, в особенности, верхней границ, а следовательно, и возможность точного выделения здесь яруса остаются открытыми.

2. Нижняя граница роудского яруса глобальной шкалы располагается внутри кубергандинской свиты, примерно отвечающей кубергандинскому ярусу. В этом просматриваются определенные параллели с западом США, где она также проходит внутри единой формации Роуд Каньон.

3. Также, как и в США, эта граница не отвечает сколько-нибудь существенным изменениям в развитии морской биоты, которые фиксируются ниже по разрезу – вблизи основания кубергандинской свиты и формации Роуд Каньон.

4. Положение верхней границы роудского яруса в тетической шкале остается неясным. Скорее всего, она проходит внутри мургабского яруса, возможно, ближе к его кровле.

Попытки определить положение нижней и верхней границ роудского яруса в тетической шкале по конодонтам пока что еще менее успешны, чем по аммоноидеям. Причиной тому – относительно редкая встречаемость конодонтов, особенно в сообществе с фузулинидами. Прежде всего это относится к мелководным и тепловодным “зазубренным” гондоллелидам, по которым устанавливаются границы ярусов гваделупского отдела Глобальной шкалы, в том числе и роудского. К этой группе гондоллелид принадлежит вид *Mesogondolella nankingensis*, появление которого, по определению, фиксирует нижнюю границу роудского яруса. В разрезе Луодиань Южного Китая он найден вместе с фузулинидами верхов мургабского яруса (Левен, 2001). На этом основании Мей и Хендерсон (Henderson et al., 1999; Mei, Henderson, 2001) большую часть мургабского и

весь кубергандинский ярусы отнесли к кунгурскому (табл. 2). Однако с этим не согласны Коцур и Вардлоу, считающие, что указанный вид в упомянутом разрезе переотложен (Kozur, 1998; Kozur et al., 2001). Это находит подтверждение в том, что в разрезе Тианьлинь (Tianlin), расположенным недалеко от разреза Луодиань, вид был отмечен в средней и верхней частях формации Чися, т.е. из отложений, гораздо более древних (Clark, Wang, 1988). В типовом разрезе формации Чися недалеко от Нанкина самая нижняя ее часть принадлежит к переходным бородавочно-кубергандинским слоям, на что указывает присутствие характерных *Misellina claudiae* (Chen, 1934). Верхнюю часть формации китайские специалисты обычно относят к зоне *Neoschwagerina simplex*, *Presumatrina neoschwagerinoides* (ярус Ксианбоань), т.е. к нижней зоне мургабского яруса тетической шкалы (Sheng, Jin, 1994). Таким образом, если ориентироваться на эти данные, то нижняя граница роудского яруса пройдет не выше основания мургабского, а, скорее, еще ниже – в средней части кубергандинского яруса, что хорошо согласуется с выводами, основанными на аммоноидах.

Коцур (Kozur, 1998; Kozur et al., 2001), вообще, считает “зазубренных” гондоллелид малопригодными для трассирования границ роудского яруса в область Тетис, поскольку они обитали лишь в условиях мелководных эпиплатформенных бассейнов, для Тетиса не характерных. По его мнению, более перспективными в этом отношении являются “гладкие” гондоллелиды, обитавшие в открытых бассейнах и гораздо чаще встречающиеся в разрезах тетического типа. К таким гондоллелидам принадлежат *Mesogondolella saraciniensis* и *M. slovenica*, которые в разрезе Луодиань встречены в слоях, переходных от бородавочно-кубергандинскому (табл. 2). Этим видам сопутствуют *Gulodus catalanoi* и *Hindeodus gulloides* – виды, присутствующие в роудском ярусе Северной Америки (Левен, 2001; Kozur et al., 2001). Все это, как-будто, свидетельствует о примерном совпадении нижних границ кубергандинского и роудского ярусов, что несколько противоречит сделанным выше выводам, опирающимся на данные по аммоноидаям.

Все сказанное говорит о противоречивости данных по конодонтам, пока не позволяющих точно определить положение границ роудского яруса по отношению к Тетической шкале. Если отбросить мнение Мэя и Хендersonа, как абсолютно неприемлемое, то нижнюю (конодонтовую) границу яруса следует искать в интервале от верхов бородавочно-кубергандинского ярусов Тетической шкалы. Что касается верхней границы яруса, то она располагается внутри мидийского яруса, о чем свидетельствуют находки *Mesogondolella aserrata* в разрезе Луодиань, несколько выше первого появления мидийских

Yabeina (Excursion guidebook, 1994). Однако нельзя полностью исключить, что, как и *M. nankingensis*, *M. aserrata* здесь переотложен. В этом случае, рассматриваемая граница опустится ниже по разрезу.

Фузулины – хорошо изученная быстро эволюционирующая многочисленная группа микрофауны, широко распространенная в пределах области Тетис. Именно на них базируется пермская шкала этой области. Ярусы и зоны шкалы прекрасно коррелируются на всем пространстве Тетиса, но, к сожалению, не могут быть распространены за его пределы из-за эндемизма тетических фузулинид. Это делает практически невозможными прямые корреляции по фузулинидам с подразделениями глобальной шкалы в той части, где они основаны на американских стратотипах. Это полностью относится и к роудскому ярусу.

Основу роудского фузулинидового комплекса, как уже упоминалось, составляют парафузулины. Этот род присутствует и в разрезах Тетиса, однако ни один вид американских парафузулинов рассматриваемого возраста не известен в Тетисе и наоборот. В целом, американские роудские парафузулины, по сравнению с тетическими кубергандинскими, кажутся эволюционно более продвинутыми, если судить об этом по числу оборотов спирали, размерам раковины и характеру складчатости септ. Как уже говорилось, американских роудских фузулинид сближает с тетическими первое появление многоапертурных швагеринид, а также широко распространенных в верхней перми Тетиса родов *Yangchienia* и *Rauserella*. В Тетисе многоапертурные швагериниды известны из верхней зоны кубергандинского яруса, где представлены подродом *Bidiexodina* рода *Eopolydixodina* (Левен, Грабчак, 1986); в Америке многоапертурные формы (род *Skinnerina*) отмечены в основании роудского яруса (Yang, Yancey, 2000). Морфологически скиннерины настолько отличаются от бидиексодин, что говорить об их родстве не приходится. Несомненно, они происходят от разных предков и возникли независимо друг от друга (Левен, Грабчак, 1986). Степень одновременности этого остается неясной.

Род *Yangchienia* в области Тетис получает широкое распространение, начиная с кубергандинского века, но первые примитивные его представители известны с конца бородавочно-кубергандинского века. Наконец, род *Rauserella*, обнаруженный в основании роудского яруса, в области Тетис известен лишь с конца мургабского века, хотя имеются непроверенные данные об его более раннем возникновении.

ВЫВОДЫ

1. В типовых разрезах в роудском ярусе установлены два сменяющих друг друга комплекса аммоноидей – второй и третий. Первый комплекс характеризует нижнюю часть формации Роуд Каньон и ее возрастные аналоги. В соответствии с принятой сейчас нижней границей роудского яруса, эта часть разреза должна быть отнесена к кунгурскому ярусу, несмотря на то, что изменения в характере аммоноидной биоты на уровне основания формации Роуд Каньон более существенны, чем в основании роудского яруса.

2. По аммоноидеям верхняя граница роудского яруса в типовых разрезах не фиксируется.

3. Комплексы роудских аммоноидей и конодонтов встречаются в ряде разрезов Бореальной области, благодаря чему, роудский ярус устанавливается здесь достаточно уверенно. Однако его границы требуют уточнения, от чего зависит решение вопроса о соответствии роудскому ярусу казанского.

4. О присутствии отложений роудского яруса в области Тетис свидетельствуют как аммоноидеи, так и конодонты. Однако данные о положении границ яруса пока очень противоречивы.

5. Учитывая неясности в положении границ роудского яруса в разрезах Бореальной и, в особенности, Тетисской областей, следует воздержаться от замены ярусов региональных шкал ярусами глобальной шкалы. Это тем более нежелательно, что, судя по всему, как в типовых разрезах роудского яруса, так и в разрезах названных областей, его границы не совпадают с уровнями, на которых происходят существенные биотические изменения.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 183 с.

Богословская М.Ф., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. Пермские аммоноидеи Новой Земли // Палеонтол. журн. 1982. № 4. С. 58–67.

Котляр Г.В., Косовая О.Л., Шилюк С.Б. и др. Граница отделов перми в разнофациальных отложениях севера Европейской России: событийно-стратиграфический подход // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 29–54.

Кутыгин Р.В. Спиролегоцератиды (Ammonoidea) Северо-Востока России // Палеонтол. журн. 1998. № 4. С. 16–23.

Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Клец А.Г. Слои с аммоноидеями пермской системы Верхоянья // Отч. геол. 2002. № 4. С. 66–71.

Кутыгин Р.В., Клец А.Г., Будников И.В., Бяков А.С. К обоснованию уфимского и казанского ярусов в Вер-

хоянья // Докл. Всерос. совещания “Структура и статус Восточно-Европейской стратиграфической шкалы пермской системы, усовершенствование ярусного отдела пермской системы Общей стратиграфической шкалы”. Казань: Казанск. гос. ун-т, 2004. С. 35–37.

Левен Э.Я. О возможностях использования глобальной ярусной шкалы пермской системы в пределах Тетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 2. С. 15–29.

Левен Э.Я., Грабчак О.Л. Об объеме и систематике подсемейства полидиексодинин // Вопросы микропалеонтол. 1986. Вып. 28. С. 24–28.

Леонова Т.Б., Есаурова Н.К., Шиловский О.П. Первая находка казанских аммоноидей в Волго-Уральском регионе // Докл. АН. 2002. Т. 383. № 4. С. 509–511.

Леонова Т.Б., Шиловский О.П. Аммоноидеи из казанского яруса Волго-Уральского региона // Докл. Всерос. совещания “Структура и статус Восточно-Европейской стратиграфической шкалы пермской системы, усовершенствование ярусного отдела пермской системы Общей стратиграфической шкалы”. Казань: Казанск. Гос. ун-т, 2004. С. 40–42.

Леонова Т.Б., Кутыгин Р.В., Шиловский О.П. Новые данные о составе и развитии пермского надсемейства аммоноидей Рорапосератасеа // Палеонтол. журн. 2005. № 5. Р. 22–29.

Решения Всерос. совещания “Структура и статус Восточно-Европейской стратиграфической шкалы пермской системы, усовершенствование ярусного отдела пермской системы Общей стратиграфической шкалы”. Казань: Казанск. Гос. ун-т, 2004.

Туманская О.Г. Пермские аммоноидеи р. Куберганды и их стратиграфическое значение // Тр. Тадж.-Памирск. экспед. 1935. Вып. 31. Л.: ОНТИ-Химтеорет. С. 43–130.

Чедия И.О., Богословская М.Ф., Давыдов В.И., Дмитриев В.Ю. Фузулиниды и аммоноидеи в стратотипе кубергандинского яруса (Юго-Восточный Памир). Л.: Наука. 1986. С. 28–53.

Черных В.В., Хальмаджя В.Г., Силантьев В.В. Представители *Katagnathus* gen. now. (конодонты) из отложений казанского яруса Поволжья // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 6. Екатеринбург. УрО РАН. С. 35–45.

Черных В.В., Силантьев В.В. Конодонты казанского яруса Среднего Поволжья и проблема обоснования верхней границы западноуральского отдела перми // Докл. Всерос. совещания “Структура и статус Восточно-Европейской стратиграфической шкалы пермской системы, усовершенствование ярусного расчленения верхнего отдела пермской системы Общей стратиграфической шкалы”. Казань: Казанск. Гос. ун-т, 2004. С. 83–86.

Чувашов Б.И., Черных В.В., Богословская М.Ф., Мизенс Г.А. Биостратиграфия пограничных артинско-кунурских отложений западного Урала и Предуралья // Докл. Международного симпозиума “Верхнепермские стратотипы Поволжья”. М.: Геос. 1999. С. 336–369.

Chen S. Fusulinidae of South China, Part 1 // Palaeontologia Sinica. 1934. Ser. B. V. 4. Fasc. 2. 133 p.

Clark D.L., Wang Cheng-Yuan. Permian neogondolellids from South China: significance for evolution of the serrata

- and carinata groups in North America // *J. Paleontology*. 1988. V. 62. № 1. P. 132–138.
- Cooper G.A., Grant R.E.* Permian rock units in Glass Mountains, West Texas // *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1964. 1244-E. P. 1–9.
- Excursion guidebook. Marine Permian in Guizhou and Guangxi. Intern. Symposium on Permian stratigraphy, environments and resources. 1994. 40 p.
- Furnish W.M.* Permian stage names. In: *The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary* // *Canad. Soc. Petrol. Geol.* 1973. *Mem.* 2. P. 522–548.
- Furnish W.M., Glenister B.F.* Ammonoidea. In: *G.A. Cooper, R.E. Grant. Permian brachiopods of West Texas. VI* // *Smith. Contr. Paleobiology*. 1977. № 32. P. 3304–3309.
- Girty G.H.* The Upper Permian in western Texas // *Amer. Journ. Sci.* 1902. 4 ser. V. 14. P. 363–368.
- Harris M.T., Lehrmann D.J., Lambert L.L.* Comparison of the depositional environments and physical stratigraphy of the Cutoff Formation (Guadalupe Mountains): Lowermost Guadalupian (Permian) of West Texas // *The Guadalupian Symposium. Smith. Contr. Earth.* 2000. № 32. P. 127–152.
- Henderson Ch.M., Jin Y., Wardlaw B.R., Mei S.* The conodont succession in Nashui/Luodian section, South China and its significance in correlation of Cisuralian and Guadalupian conodont and fusulinacean zones. Programme with abstract to the XIV International Congress on the Carboniferous–Permian, 17–21 August, Calgary, Alberta, Canada. 1999. P. 57.
- King P.B.* The geology of the Glass Mountains, Texas. Part 1. 1931 // *Texas. Univ. Bull.* 3038. 1–167 p.
- Kotlyar G.V., Baud A., Pronina G.P. et al.* Permian and Triassic exotic limestone blocks of the Crimea // *Geodiversitas*. 1999. V. 1. № 3. P. 299–323.
- Kozur H.* Permian conodont zonation and its importance for the Permian stratigraphic standard scale // *Geol. Palaeontol. Mitt. Innsbruck*. 1995. Bd. 20. S. 165–205.
- Kozur H.W.* The Permian conodont biochronology. Progress and problems / Eds. By Shi G.R., Archbold N.W., Grower M. *The Permian System: stratigraphy, Palaeogeography and resources*. The Royal Society of Victoria. 1998. V. 110. № 1/2. P. 197–220.
- Kozur H.W., Nassichuk W.W.* Permian conodonts in the Canadian Arctic Archipelago – biostratigraphic discussion // *Report Activities. Pt A. Geol. Can. Surv. Paper 77-LA*. 1977. P. 139–143.
- Kozur H.W., Wardlaw B.R., Baud. A. et al.* The Guadalupian smooth Mesogondolella faunas and their possible correlation with the international Permian scale // *Permophiles*. 2001. № 38. P. 15–21.
- Lambert L.L., Lehrmann D.J., Harris M.T.* Correlation of the Road Canyon and Cutoff Formations, West Texas, and its relevance to establishing an international Middle Permian Guadalupian Series // *The Guadalupian Symposium. Smith. Contr. Earth.* 2000. № 32. P. 153–173.
- Mei Shilong, Henderson Ch.M.* Evolution of Permian conodont provincialism and its significance in global correlation and paleoclimate implication // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2001. V. 170. P. 237–260.
- Mikesh D.I., Glenister B.F., Furnish W.M.* Stenolobulites n.gen., early Permian ancestor of predominantly late Paragastrioceratid subfamily Pseudugastrioceratinae // *Univ. Kansas Paleontol. Contrib.* 1988. P. 123. P. 1–19 p.
- Miller A.K.* Permian cephalopods In: *Geology and Paleontology of the Permian area northwest of Las Delicias, southwestern Coahuila, Mexico* // *Geol. Soc. Amer. 1944. Spec. Paper*. № 52. P. 71–129.
- Miller A.K., Cline L.M.* The cephalopods of the Phosphoria Formation of northwestern United States // *J. Paleontol.* 1934. V. 8. № 3. P. 281–302.
- Miller A.K., Furnish W.M.* Permian ammonoids of the Guadalupe Mountain region and adjacent areas // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 1940. № 26. 242 p.
- Miller A.K., Furnish W.M., Clark D.L.* Permian ammonoids from Western United States // *J. Paleontol.* 1957. V. 31. № 6. P. 1057–1068.
- Nassichuk W.W.* Permian ammonoids from Devon and Melville islands Canadian Arctic Archipelago // *J. Paleontol.* 1970. V. 44. № 1. P. 77–97.
- Nassichuk W.W.* The stratigraphic significance of Permian ammonoids on Ellesmere Island // *Geol. Surv. Can. Paper 75–1. Part B*. 1975. P. 277–283.
- Nassichuk W.W.* Permian Ammonoids in the Arctic Regions of the World // *The Permian of Northern Pangea*. 1995. V. I. P. 210–235.
- Nassichuk W.W., Furnish W.M., Glenister B.F.* The Permian ammonoids of Arctic Canada // *Geol. Surv. Canada. 1965. Bull.* 31. 56 p.
- Sheng J., Jin Y.* Correlation of Permian deposits in China. Palaeoword. 1994. № 4. Nanjing University Press. P. 14–113.
- Spinoza C., Furnish W.M., Glenister B.F.* The Xenodiscidae Permian ceratitoid ammonoids // *J. Paleontol.* 1975. V. 49. № 2. P. 239–283.
- Spinoza C., Nassichuk W.W.* The Permian ammonoid Demarezites Ruzhencev from the Phosphoria Formation, Idaho // *J. Paleontol.* 1994. V. 68. № 5. P. 1036–1040.
- Termier H., Termier G., Desparmet R., Montenat C.* Les Ammonoides du Permien (Kubergandien) de Tezak (Afghanistan central) // *Ann. Soc. Geol. Nord.* 1972. V. 92. № 3. P. 105–115.
- Tharalson D.B.* Revision of the Early Permian Ammonoid Family Perrinitidae // *J. Paleontol.* 1984. V. 54. № 3. P. 804–833.
- Wardlaw B.R.* Range charts for the Permian of west Texas // *Guadalupian II. Alpine, Texas, April 10–13*. 1996. P. 61–65.
- Wardlaw B.R.* Guadalupian conodont biostratigraphy of the Glass and Norte Mountains. In: *Guadalupian Symposium / Eds Wardlaw B.R., Grant R.E. and Rohr D.M. Smith. Contr. Earth Sci.* № 32. 2000. P. 37–88.
- Wardlaw B.R., Collinson J.W.* Conodont paleoecology of the Permian Phosphoria Formation and related rocks of Wyoming and adjacent areas // *Geol. Surv. of America. Special Paper 196*. 1984. P. 263–281.
- Wardlaw B.R., Collinson J.W.* Paleontology and deposition of the Phosphoria Formation // *Contributions to Geology, Univ. of Wyoming*. 1986. V. 24. № 2. P. 107–142.
- Wardlaw B.R., Furnish W.M., Nestell M.K.* Geology and Paleontology of the Permian Beds near Las Delicias, Coahuila, Mexico // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1979. V. I. № 1. P. 111–116.
- Wardlaw B.R., Ross Ch.A., Grant R.E.* Cyclic deposition of the Permian Road Canyon Formation, Glass Mountains, West Texas // *The Guadalupian Symposium / Eds Wardlaw B.R.*,

Grant R.E. and Rohr D.M. Smith. *Contr. Earth Sci.* № 32. 2000. P. 121–126.

Wilde G.L. Practical fusulinid zonation: the species concept; with Permian basin emphasis // *West Texas Geol. Soc. Bull.* 1990. V. 29. № 7. P. 5–34.

Wilde G.L. Formal Middle Permian (Guadalupian) series: A Fusulinacean perspective. In: *Guadalupian Symposium* / Eds Wardlaw B.R., Grant R.E. and Rohr D.M. Smith. *Contr. Earth Sci.* № 32. 2000. P. 89–100.

Yang Zhendong, Yancey T.E. Fusulinid biostratigraphy and paleontology of the Middle Permian (Guadalupian) strata of

the Glass Mountains and Del Norte Mountains, West Texas. In: *Guadalupian Symposium* / Eds Wardlaw B.R., Grant R.E. and Rohr D.M. Smith. *Contr. Earth Sci.* № 32. 2000. P. 185–260.

Yugan J., Wardlaw B.R., Glenister B.F., Kotlyar G.V. Permian chronostratigraphic subdivisions // *Permophiles*. 1997. № 30. 5 p.

Рецензенты Т.Б. Леонова, А.С. Алексеев

УДК 56.016.551.761(571.5)

РАЗНООБРАЗИЕ И ЭТАПНОСТЬ РАЗВИТИЯ КОНОДОНТОФОРИД И ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ В ТРИАСОВЫХ МОРЯХ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

© 2006 г. Т. В. Клец

Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Поступила в редакцию 15.11.2004 г., получена после доработки 23.03.2005 г.

Сравнительный анализ динамики таксономического разнообразия конодонтофорид Бореального (Российская Арктика) и Тетиического (северо-западная Пацифика) палеобассейнов показал, что наиболее благоприятными условиями для их обитания были тропические акватории. В Бореальном бассейне эволюция конодонтофорид проходила в 3 этапа, возможно, 4 подэтапа и 4 стадии, в Тетиическом – в 3 этапа, 6 подэтапов и 12 стадий. Важнейшими абиотическими факторами, которые определяли развитие группы, были палеотемпература морской воды и палеогеографические обстановки. Обновление таксономического состава и увеличение разнообразия ассоциаций в Бореальном бассейне приурочено к моментам повышения палеотемпературы или (и) подъема уровня Мирового океана и, как следствие, связано с иммиграцией конодонтофорид в северные акватории из Тетиса. При сравнении этапности в развитии ассоциаций конодонтофорид с перестройками в сообществах двустворчатых моллюсков установлено, что если в Бореальном бассейне максимальное таксономическое разнообразие двустворок приходится на поздний триас, а минимальное – на ранний, то у конодонтофорид наоборот: особенно разнообразными они были в оленекском веке.

Ключевые слова. Конодонтофориды, двустворчатые моллюски, триас, эволюция, Российская Арктика, северо-западная Пацифика.

В фанерозойской истории морских биот одним из интереснейших периодов является триасовый. На этом этапе произошли существенные перестройки таксономического состава многих групп морских животных, сопровождающиеся главным образом тенденцией к увеличению таксономического разнообразия и усилению степени географической дифференциации фаун низких и высоких широт (Дагис и др., 1979; Курушин, 1998, 2000; Афанасьева и др., 2004). Важнейшим элементом морской биоты в триасе были конодонтофориды. Достоинством их с точки зрения геологической практики, несомненно, являются высокие темпы эволюции и слабая зависимость от фаций. Нельзя утверждать, что в течение существования этой группы (более 300 млн. лет), начиная с позднего кембрия и до триаса включительно, эволюционные преобразования ее происходили одинаковыми темпами. Напротив, совершенно очевидно, что периоды их бурного расцвета и интенсивного видообразования (ордовик, девон, ранний карбон) сменялись временами относительно длительного существования организмов и снижения темпов формообразования (силур, пермь).

Слабо изученный в развитии конодонтофорид триасовый период представляет особый интерес, так как является заключительным этапом развития группы в целом. Как показали проведенные

на Северо-Востоке Азии исследования, северные и южные ассоциации в течение данного отрезка геологического времени существенно различаются (Klets, 2005). Таксономический состав конодонтовых ассоциаций зависит от приуроченности к той или иной палеоклиматической области. В районах северо-западной Пацифики, начиная со среднего триаса, конодонтофориды многочисленны и разнообразны, обладают высоким эндемизмом. В Российской Арктике систематический состав ассоциаций в среднем и позднем триасе резко обеднен (рис. 1).

В северных широтах в триасовый период одной из самых распространенных групп морских организмов были двустворчатые моллюски. В шельфовых фациях это наиболее таксономически разнообразная бентосная группа, представленная более чем 100 родами. В псевдоабиссальной зоне были широко распространены пелагические псевдопланктонные двустворчатые моллюски из шести родов (Курушин, 1998, 2000). Для получения наиболее полного представления об истории развития триасовой морской биоты в Бореальном бассейне этапность перестроек ассоциаций конодонтофорид сравнивается нами с этапностью развития сообществ двустворчатых моллюсков.

В Бореальном бассейне (Российская Арктика) на примере ассоциаций пелагических конодонто-

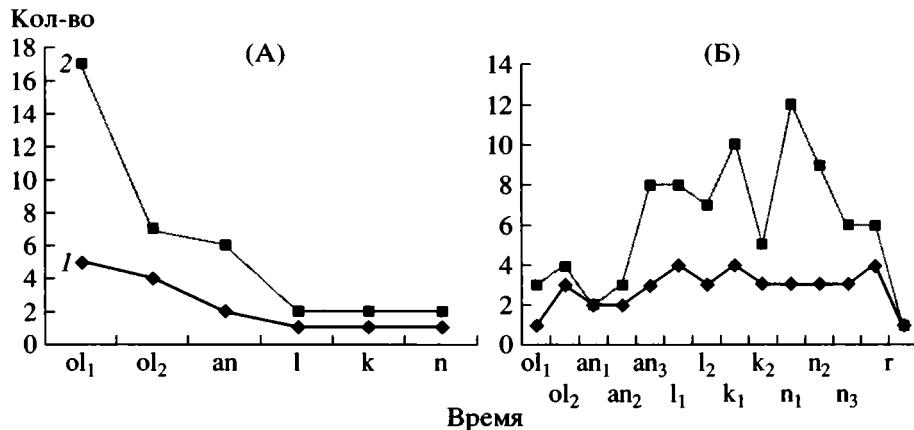


Рис. 1. Динамика родового и видового разнообразия триасовых конодонтофорид.

А – Бореальный бассейн; Б – северо-западная Пацифика; 1 – роды; 2 – виды.

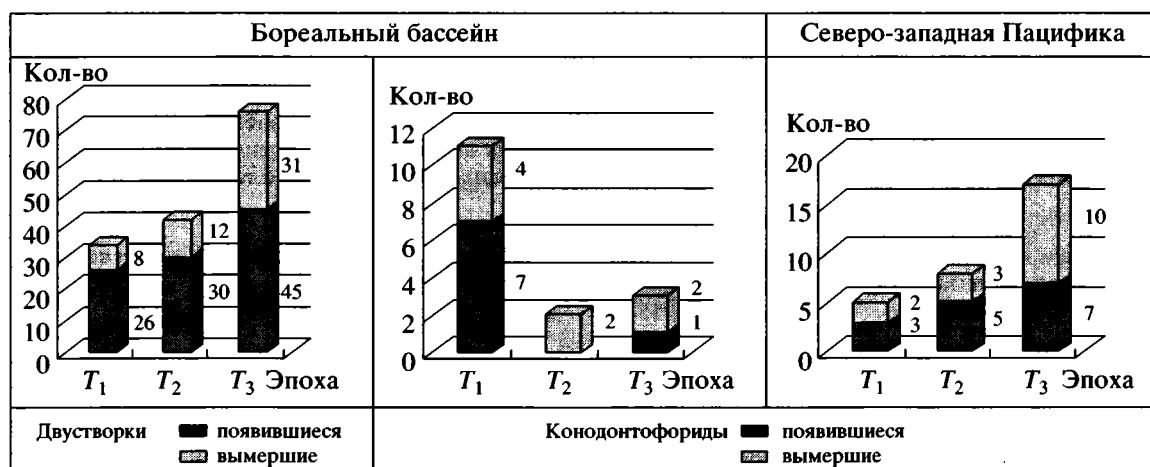


Рис. 2. Количество появившихся и вымерших родов двустворок и конодонтофорид в раннем, среднем и позднем триасе.

форид и бентосных и пелагических сообществ двустворчатых моллюсков, а в Тетиическом (северо-западная Пацифика) – по конодонтофоридам – в развитии триасовой морской биоты можно выделить три крупных этапа: соответственно в раннем, среднем и позднем триасе. В то же время, как показали исследования, эволюция экологически разнотипных групп организмов имеет свои особенности в пределах одной биохории и одной и той же группы в разных палеоклиматических обстановках (рис. 2). Для получения наиболее полного представления об эволюции конодонтофорид анализ динамики таксономического разнообразия ассоциаций проводится нами по эпохам в сравнении двух палеобассейнов – Бореального (Российская Арктика) и Тетиического (акватория северо-западной Пацифики).

Исследования выполнены на основе монографического изучения конодонтофорид из ряда разрезов Российской Арктики и Дальнего Восто-

ка России (Клец, 1995, 1998, 2000; Клец, Ядренкин, 2001; Клец, Копылова, 2005). Данные по двустворчатым моллюскам приводятся по Н.И. Куршину (1998, 2000). Весь материал дополнен просмотром и анализом литературных источников (Igo, Koike, 1983; Дагис, 1984; Бурий, 1989; Igo, 1989; Брагин, 1991).

Полученные результаты обсуждались с Б.Н. Шурыгиным, В.А. Захаровым и А.В. Каныгиным, замечания и советы которых имеют неоценимое значение и принимаются с благодарностью.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Раннетриасовый этап

Бореальный бассейн

Конодонтофориды. В настоящее время достоверные находки индских конодонтофорид на территории Российской Арктики не известны. Их

проникновение в северные моря совпадает с максимальным в триасовом периоде эвстатическим подъемом уровня вод Мирового океана в раннеоленекское время.

Оленекский подэтап. Самой главной его особенностью является максимальное таксономическое разнообразие конодонтофорид по сравнению с другими подэтапами и стадиями развития морской биоты на протяжении всего триасового периода. В этот подэтап обитали 24 вида из 7 родов, среди которых преобладали *Neospathodus* и *Neogondolella* (рис. 3, 4). В оленекском подэтапе выделяются две стадии. Для первой стадии (ранний оленек), соответствующей фазе *Neospathodus waageni* (подфазы *Scythogondolella mosheri*, *Neospathodus bicuspidatus* и *Scythogondolella milleri*), характерны 17 видов, относящихся к 5 родам: *Clarkina*, *Neospathodus*, *Scythogondolella*, *Pseudogondolella* и *Neogondolella*. Во второй позднеоленекской стадии, соответствующей фазам *Neogondolella jubata* и *Paragondolella paragondolellaeformis*, количество видов резко сокращается до 7 таксонов при практически не изменившемся количестве родов – 4. Однако роды *Clarkina*, *Scythogondolella* и *Pseudogondolella* не встречаются во второй стадии, но появляются *Paragondolella* и *Chiosella*.

Двусторчатые моллюски. Раннетриасовые сообщества двусторок в отличие от конодонтофорид наоборот отличаются относительной таксономической бедностью: из 110 бореальных триасовых родов в раннем триасе обитали только 33 рода, относящиеся к 21 семейству и к 16 надсемействам; появилось 26 родов, а исчезло 8 родов (рис. 2). В раннетриасовом этапе выделяются два подэтапа: индский и оленекский (Курушин, 1998, 2000).

Индский подэтап характеризуется минимальным таксономическим разнообразием бивальвий. Для него свойственно 20 родов из 17 семейств, среди которых преобладали миалиниды, нукулиды и пахикардииды. В индском веке появилось 15 родов и 7 семейств. Характерно появление первых представителей борельного эндемичного семейства *Streblopterinellidae*. В подэтапе выделено две стадии. В первую стадию (ранний инд) появились 12 родов, во вторую (поздний инд) – только 3: *Malletia*, *Taimyrododon*, *Pseudocorbula*.

Оленекский подэтап представлен 31 родом из 19 семейств. Возникли 12 родов и 2 семейства (*Pectinidae*, *Chlamydidae*). Подэтап разделен на две стадии. Для первой стадии (ранний оленек) характерно появление 2 родов и 1 семейства. Во второй стадии (поздний оленек) появляются 10 родов из 3 семейств.

Синхронные этапы, подэтапы и стадии у конодонтофорид и двусторок хорошо согласуются с абиотическими событиями, происходившими в оленекском веке в Бореальном бассейне Сибири

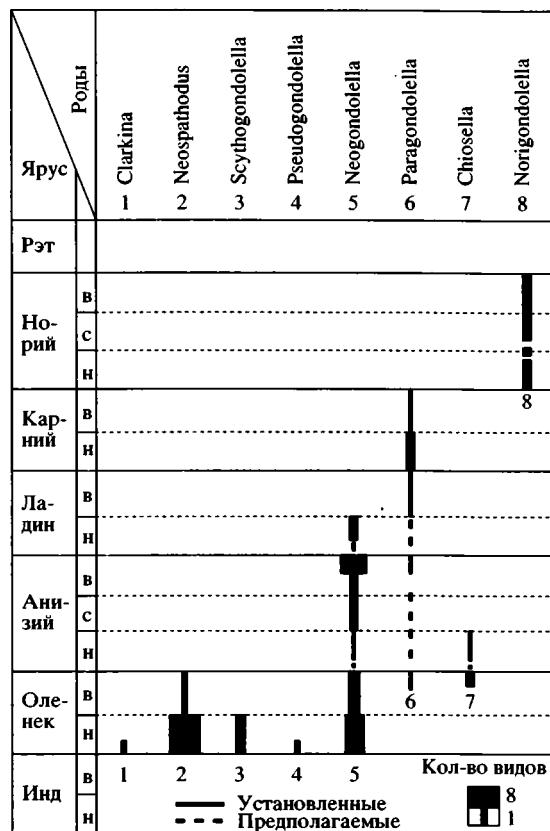


Рис. 3. Динамика родового разнообразия триасовых конодонтофорид в Бореальном бассейне.
Подъярусы: н – нижний; с – средний; в – верхний.

(рис. 5). Первая конодонтовая стадия совпадает с максимальным в триасе эвстатическим подъемом уровня вод Мирового океана, повышением палеотемпературы морской воды до 26–29°C (Курушин, Захаров, 1995). В сообществах двусторчатых моллюсков в это время резко доминировали перибозитрии и бакевеллии с высокой популяционной плотностью и большим количеством видов, приуроченных к глубоководным шельфовым фаунам битуминозных известняков (чекановская и туор-юряхская свиты). Высокий уровень океана и благоприятные абиотические факторы способствовали нивелировке конодонтофорид и космополитному распространению *Neospathodus waageni*, *Ne. dieneri*, *Ne. curtus*. Вторая стадия (поздний оленек) совпадает с развитием регрессии и понижением палеотемпературы морской воды до 24°C (Курушин, Захаров, 1995). Широкое бореально-тертическое распространение имеет только *Neogondolella jubata*. К концу стадии в обеих группах животных проявился эндемизм на видовом уровне.

Тетический бассейн

В настоящее время на территории Японии, Сахалина и Дальнего Востока России в терригенно-

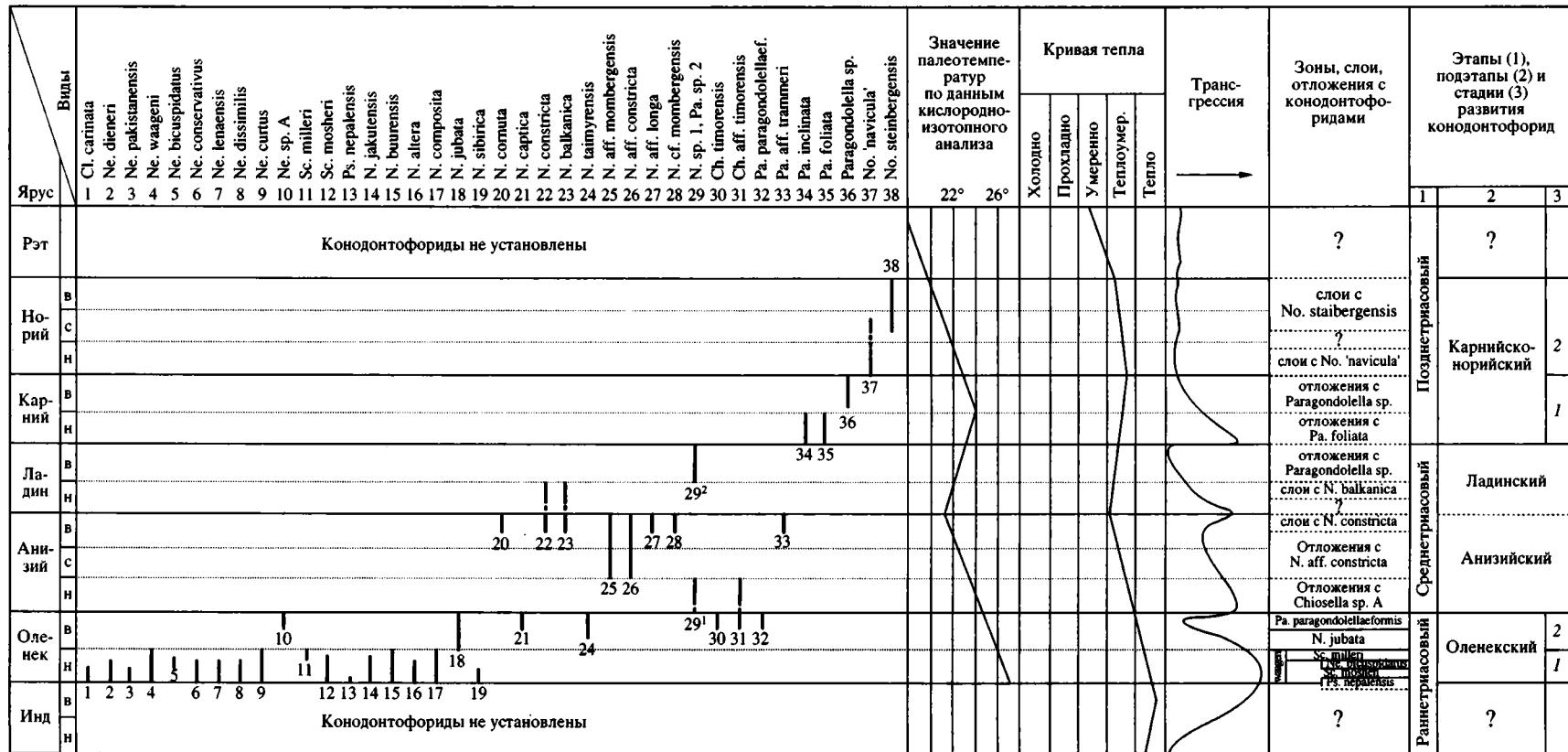


Рис. 4. Стадии развития конодонтофорид и основные события в Бореальном триасовом бассейне (события по Курушину, Захарову, 1995). 1, 2 – стадии развития. Другие усл. обозначения см. на рис. 3.

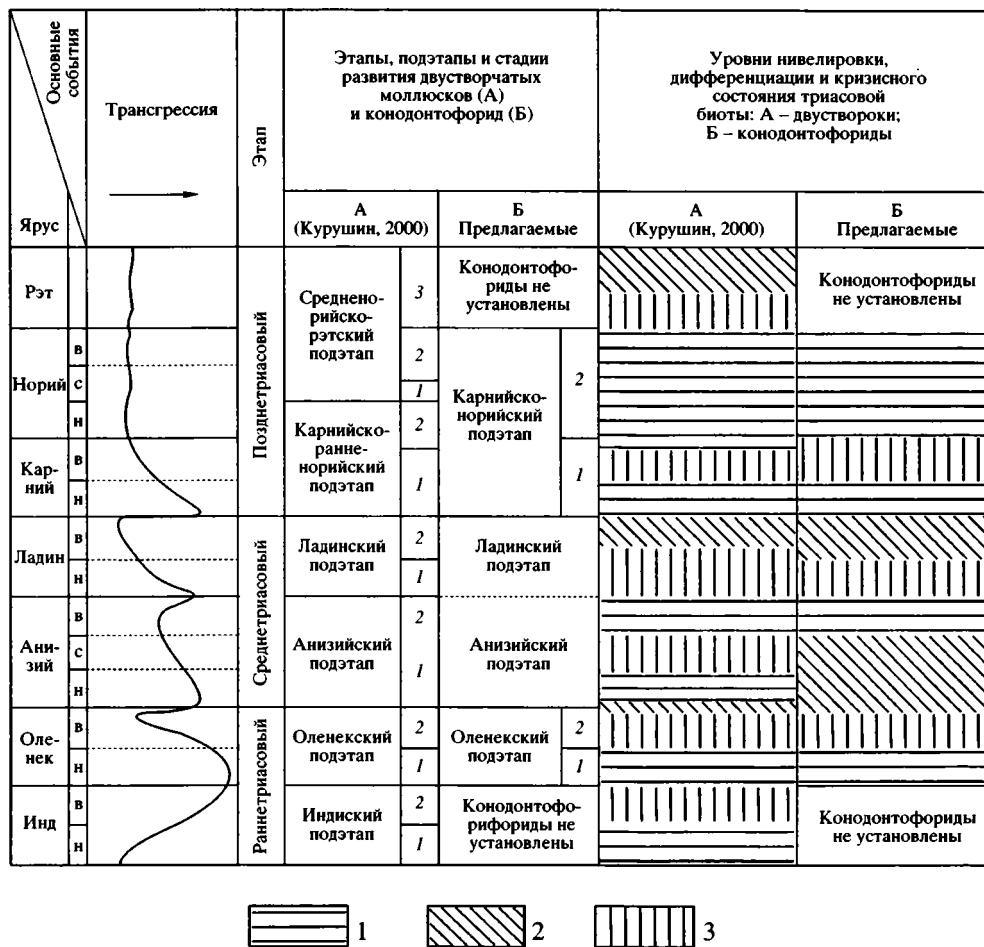


Рис. 5. Этапы развития двустворок и конодонтофорид и основные события в Бореальном триасовом бассейне. Уровни триасовой биоты: 1 – нивелировки, 2 – дифференциации, 3 – кризисного состояния; 1–3 – стадии развития. Другие усл. обозначения см. на рис. 3.

кремнистых глубоководных отложениях местонахождения индских конодонтофорид не установлены.

Оленекский подэтап. Ассоциации конодонтофорид отличаются относительной таксономической бедностью: на северо-западе Пацифики из 15 известных родов и 51 вида в это время обитало 3 рода и 7 видов (рис. 6, 7). Оленекский подэтап подразделяется на две стадии, синхронные таковым бореальной области. Для первой стадии (ранний оленек), соответствующей фазе *Neospathodus waageni*, характерны 3 вида, относящиеся к единственному роду *Neospathodus*. Во второй позднеоленекской стадии, соответствующей фазам *Neospathodus homeri* – *Neospathodus triangularis* и *Chiosella timorensis*, меняется систематический состав ассоциаций: род *Neospathodus* представлен 2 видами: *Ne. homeri* и *Ne. triangularis*. В начале стадии возникает *Icriospathodus collinsoni*, в конце – *Chiosella timorensis* (рис. 7).

Повышение уровня вод Мирового океана в раннеоленекское время способствовало проникновению из Тетиса в северные акватории *Neospathodus waageni*, *Ne. dieneri*, *Ne. curtus* (рис. 8). В конце позднеоленекской стадии у конодонтофорид проявился эндемизм на родовом (*Icriospathodus*) и видовом (*Ne. homeri*, *Ne. triangularis*) уровнях.

Среднетриасовый этап Бореальный бассейн

Конодонтофориды. Для этапа характерно снижение таксономического разнообразия: вымерло 2 рода, возникших родов не установлено (рис. 2, 3). В этап существовали переходящие из раннего триаса 3 рода *Neogondolella*, *Paragondolella* и *Chiosella* и относящиеся к ним 11 видов, которые наиболее широко проявлены только в первой половине этапа, в анизийском веке (рис. 3, 4). В это время формировались отложения с *Chiosella* sp. A и с *Neogondolella* aff. *constricta*, слой с

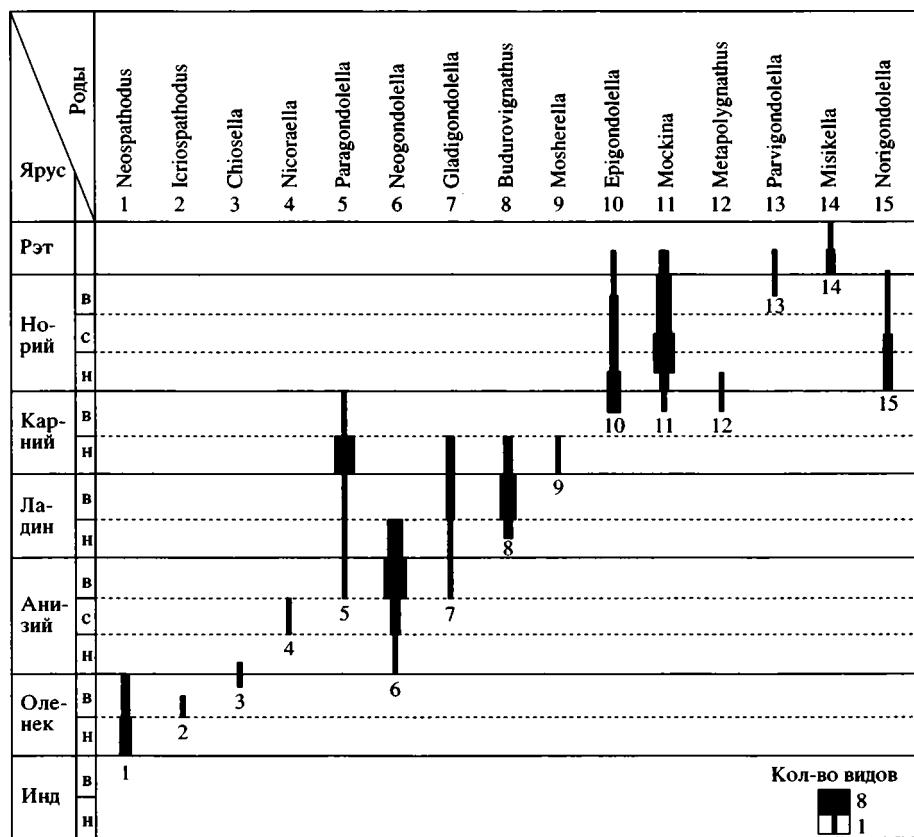


Рис. 6. Динамика родового разнообразия триасовых конодонтофорид на северо-западе Тихого океана. Другие усл. обозначения см. на рис. 3.

Neogondolella constricta и с *N. balkanica*, отложения с *Paragondolella* sp. При дальнейших палеонтолого-стратиграфических исследованиях не исключено дальнейшее разделение этапа на два подэтапа (анизийский и ладинский).

Двусторчатые моллюски. В отличие от конодонтофорид у двусторчатых моллюсков сохраняется тенденция к увеличению таксономического разнообразия. Для этапа характерно 17 надсемейств, 29 семейств и 54 рода; возникло 30 родов, а вымерло 12 родов (рис. 2). По данным Н.И. Курушкина (1998, 2000), среднетриасовый этап делится на два подэтапа: анизийский и ладинский.

Анизийский подэтап насчитывает 38 родов из 19 семейств. Появляются 15 родов (*Mytilus*, *Meleagrinella*, *Daonella* и др.) и два семейства (*Hiatellidae*, *Pleuroomyidea*). Выделяются две стадии. Первая стадия (ранний и средний анизий) характеризуется появлением 8 родов и 2 семейств. В ассоциациях двусторчатых на этой стадии типично отсутствие пелагических форм. Вторая стадия (поздний анизий) выделяется по появлению даонелл, иммигрировавших из океана Тетис в акватории высоких широт. Для стадии характерны пелагические посидонии и высокое разнообразие родов (32).

Ладинский подэтап характеризуется наличием 49 родов из 26 семейств. Появляются 15 родов (*Magnolobia*, *Palaeopharus*, *Lima*, *Oxytoma* и др.). Выделяются две стадии. Для первой стадии свойственно появление 2 родов. Среди бентосных двусторок преобладали бакевеллиды (*Bakevelliella*), палеотаксодонты (*Malletia*, *Lapteviella*, *Dacryomyta*), пахикардиды (*Unionites*, *Cardinoides*, *Janaija*), а также митилиды, окситомиды и пектиниды. Пелагические ассоциации составляли посидонии (*Daonella*, *Magnolobia*, *Peribositria*). Вторая стадия отвечает резкому увеличению таксономического разнообразия. Возникло 13 родов и 3 семейства.

Таким образом, в Бореальном бассейне Сибири в среднетриасовый этап формообразование у изучаемых групп происходило по-разному. Двусторочки имели более высокие темпы смены таксономического разнообразия в сообществах, и этап четко делится на 2 подэтапа и 4 стадии развития. Эволюционные изменения в ассоциациях конодонтофорид проходили очень медленно. Выделение двух подэтапов возможно условно. Начало описываемого этапа совпадает с одной из крупнейших трансгрессий в бореальных акваториях. Второй уровень нивелировки ассоциаций

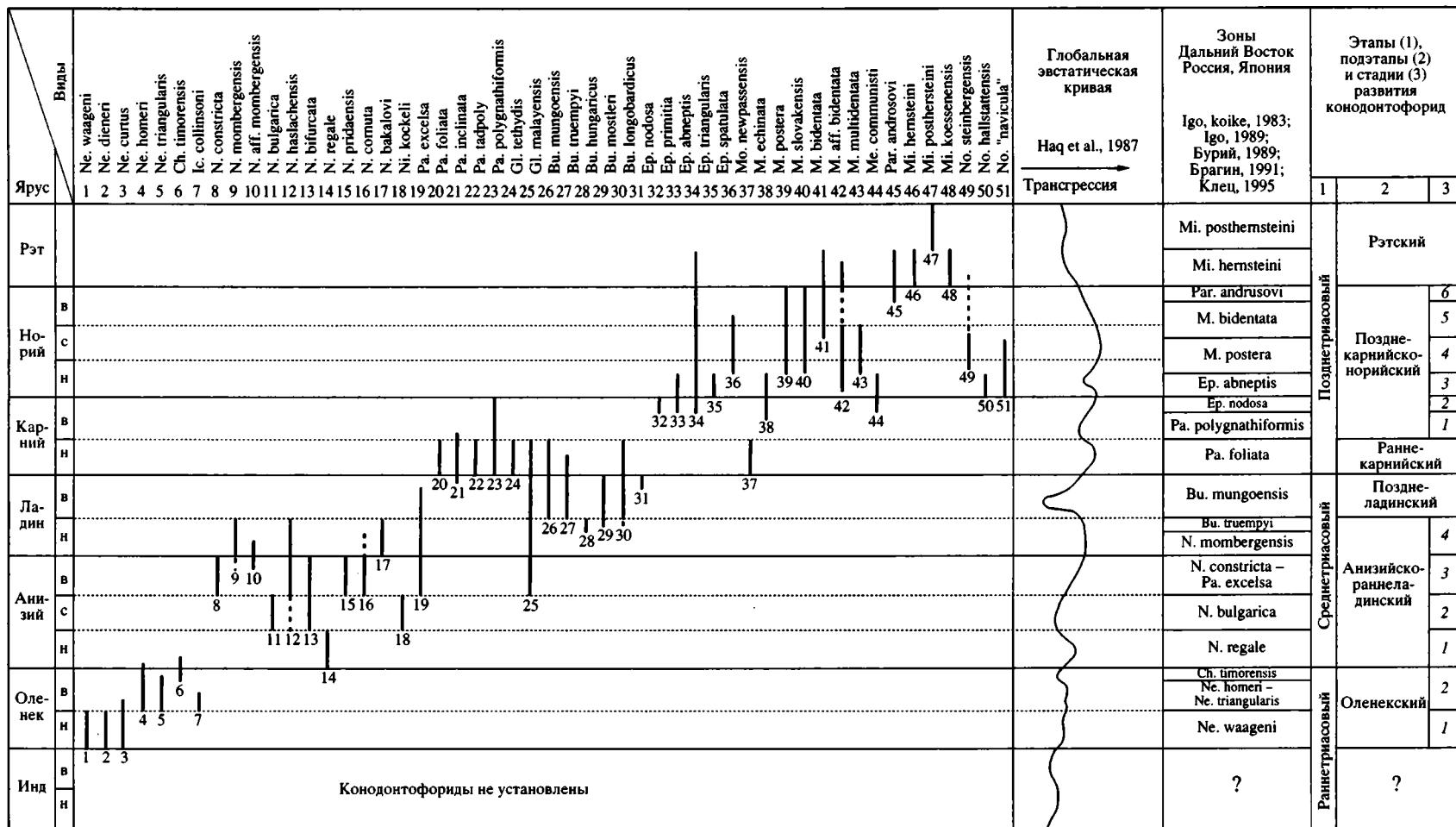


Рис. 7. Стадии развития триасовых конодонтофорид на северо-западе Пацифики и колебания уровня моря. 1–6 – стадии развития. Другие усл. обозначения см. на рис. 3.

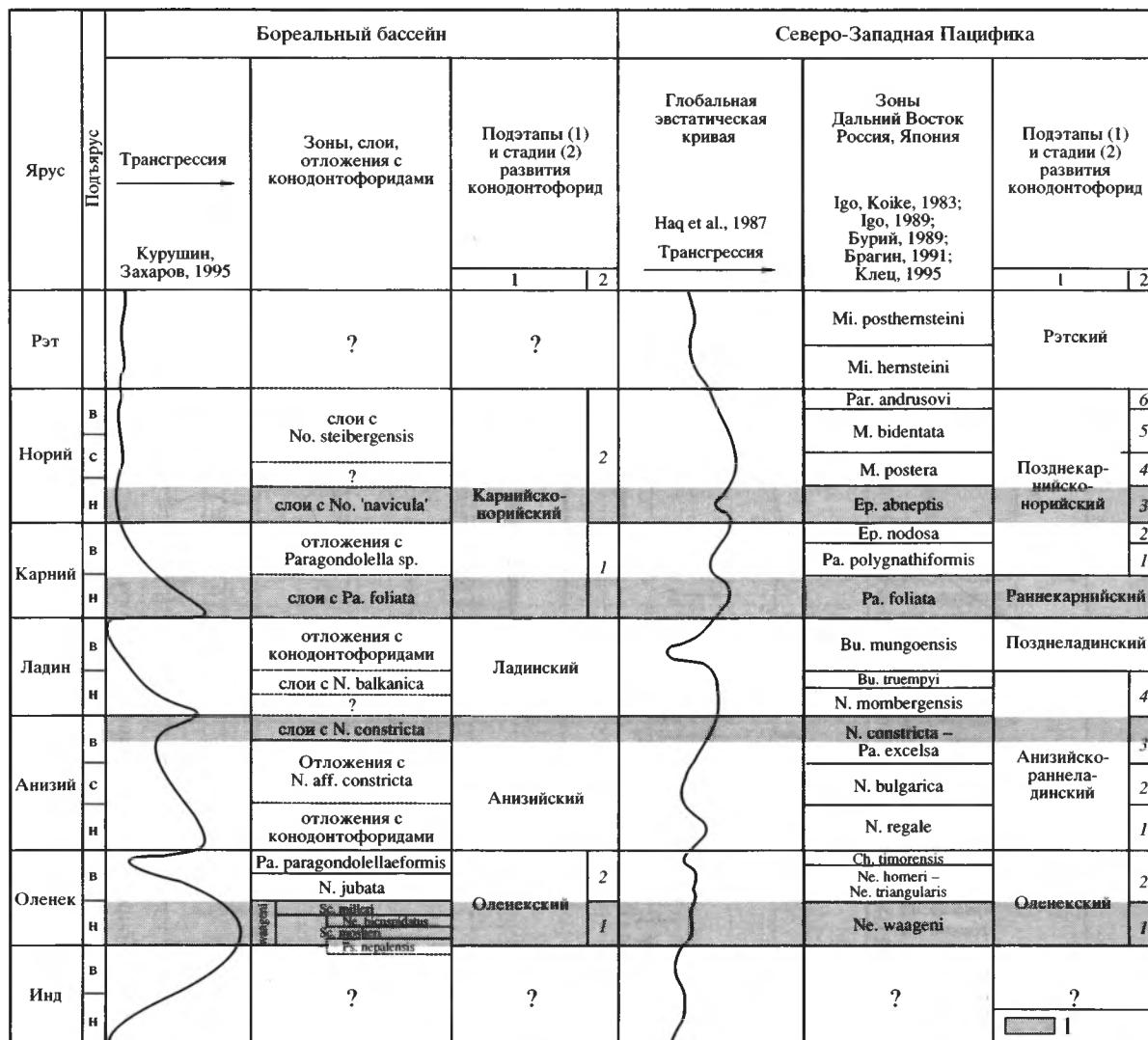


Рис. 8. Уровни нивелировки ассоциаций конодонтофорид в триасе. 1 – уровни нивелировки. Другие усл. обозначения см. рис. 3, 7.

двустворок (вторая анизийская стадия) также совпадает с повышением уровня Мирового океана, когда произошла иммиграция пелагических бivalvий из океана Тетис (Курушин, 2000) (рис. 5). Конодонтофориды, утратив эволюционный потенциал в позднеоленекское время, не смогли восстановить прежнее таксономическое разнообразие в более холодных анизийском и ладинском морях. По данным Н.И. Курушина и В.А. Захарова (1995), палеотемпература морской воды в это время снизилась до 16–20°C. На протяжении почти всей среднетриасовой эпохи в boreальном бассейне обитали 2 долгоживущих переходящих из раннего триаса рода *Neogondolella* и *Paragondolella*, представленные немногочисленными видами. Увеличение таксономического разнообразия в конодонтовых ассоциациях в позднем анизии и появление в северных широтах *Neogondolella* соп-

р. *stricta*, *N. cornuta*, *N. balkanica* связано, вероятно, также с повышением уровня Мирового океана и проникновением их из южных широт (рис. 4, 5). Кризисное состояние биоты в конце оленека – начале анизия (у конодонтофорид оно было более продолжительным, чем у двустворок) и в конце ладина (у конодонтофорид оно началось раньше, чем у двустворок) связано с обширной регрессией и со значительным сокращением площадей морских акваторий (рис. 5). В это время произошло массовое вымирание видов обеих групп животных.

Тетический бассейн

В среднетриасовую эпоху в Тетическом бассейне в отличие от Бореального таксономическое разнообразие конодонтофорид и динамика их формообразования увеличиваются. Для этапа характерно 6 родов и 20 видов; вымерло 3 рода, воз-

никло 5 родов (рис. 2, 6). Этап делится на два подэтапа: анизийско-раннеладинский и позднеладинский.

Анизийско-раннеладинский подэтап. Характерно 6 родов (*Chiosella*, *Nicoraella*, *Paragondolella*, *Neogondolella*, *Gladigondolella*, *Budurovignathus*) и 14 видов; вымерло 3 рода, возникло 5 родов (рис. 2, 6, 7). Подэтап делится на четыре стадии: раннеанизийскую, среднеанизийскую, позднеанизийскую и раннеладинскую.

Первая стадия (раннеанизийская), соответствующая фазе *N. regale*, характеризуется родами *Neogondolella* и *Chiosella*. В начале стадии род *Chiosella* вымирает. Во второй стадии (средний анизий), соответствующей фазе *N. bulgarica*, возникает род *Nicoraella*, в два раза увеличивается видовое разнообразие рода *Neogondolella*. Третья стадия (поздний анизий) охватывает фазу *N. constricta* – *Pa. excelsa*. Ее начало совпадает с повышением уровня водных масс Мирового океана (Нац et al., 1987). В ассоциациях конодонтофорид в Тетисовом бассейне в это время доминируют неогондолелиды, их видовое разнообразие увеличивается втрое, возникают 2 рода: *Paragondolella* и *Gladigondolella*, вымирает род *Nicoraella*. Высокий уровень водных масс способствовал проникновению из Тетиса в северные широты *Neogondolella constricta* и *N. cognuta* (рис. 8). Четвертая стадия (ранний ладин), соответствующая фазам *N. tombergensis* и *Bu. truemperi*, характеризуется обновлением таксономического состава конодонтовых ассоциаций. В них еще типично присутствие *Neogondolella tombergensis*, но видовое разнообразие неогондолелид уменьшается. В раннем ладине возникает род *Budurovignathus*. В конце стадии вымирает долгоживущий род *Neogondolella*. Доминирование во время высокого стояния уровня водных масс в позднеанизийское – раннеладинское время в конодонтовых ассоциациях неогондолелид свидетельствует об их обитании, наиболее вероятно, в отдаленных от палеоберега пелагических обстановках.

Позднеладинский подэтап, соответствующий фазе *Bu. mungoensis*, охарактеризован 7 видами из 3 родов: *Budurovignathus*, *Gladigondolella*, *Paragondolella* (рис. 6, 7). В ассоциациях доминируют *Bu. mungoensis*, *Bu. hungaricus*, *Bu. mostleri* и виды рода *Gladigondolella*. Зафиксированная в конце ладина достаточно обширная регрессия способствовала, вероятно, вымиранию в начале подэтапа широкого распространенного в более ранние времена рода *Neogondolella* (рис. 7).

Позднетриасовый этап

Бореальный бассейн

Конодонтофориды. Карнийско-норийский подэтап является заключительным в развитии коно-

донтофорид в целом. В арктических морях России в это время их таксономическое разнообразие, обновляясь, продолжает снижаться: вымерло 2 рода, возник 1. Для подэтапа характерно наличие только 5 видов (рис. 3, 4). Возможно разделение заключительного эволюционного подэтапа на две стадии. В первую стадию (карний), соответствующую формированию слоев с *Paragondolella foliata* и отложений с *Paragondolella* sp., продолжает существовать род *Paragondolella*. В это время возникают *Pa. foliata* и *Pa. inclinata*. Вторая стадия (норий) соответствует накоплению слоев с *Norigondolella* "navicula" и с *No. steinbergensis*. В это время вымирает род *Paragondolella*, возникает *Norigondolella* с двумя видами.

Местонахождения рэтских конодонтофорид на территории Российской Арктики до настоящего времени не известны. Наиболее вероятно, в Бореальном бассейне последние представители этой группы организмов вымерли в поздненорийскую фазу *Monotis ochotica*.

Двустворчатые моллюски. В отличие от конодонтофорид позднетриасовые ассоциации двустворчатых моллюсков отличаются таксономическим разнообразием: из 110 бореальных триасовых родов в позднем триасе известно 89 родов из 39 семейств и 20 надсемейств. В это время появилось 45 родов, а вымер 31 род (рис. 2). Позднетриасовый этап делится на два подэтапа: карнийско-ранненорийский и средненорийско-рэтский (Курушин, 1998, 2000).

Карнийско-ранненорийский подэтап в развитии двустворок характеризуется 73 родами из 39 семейств; появился 31 род и 9 семейств. Подэтап делится на две стадии: ранний карний – большая часть позднего карния и вторая половина позднего карния – ранний норий. Для первой стадии характерна инвазия семейства *Halobiidae*, в результате которой появилось 17 родов, в том числе род *Zittelihalobia* и 6 семейств. Во вторую стадию из океана Тетис иммигрировал род *Halobia*, дальнейшее развитие получил род *Zittelihalobia*. В этой стадии появилось 14 родов и 3 семейства.

Средненорийско-рэтский подэтап характеризуется очень высоким таксономическим разнообразием (74 рода из 38 семейств). Для него свойственна преемственность ассоциаций двустворчатых моллюсков карния и нория. Появляются 13 родов и 1 семейство. Подэтап делится на три стадии. Для первой стадии (низы среднего нория) характерны массовое развитие рода *Otapiria* и зарождение 5 родов. Вторая стадия (большая часть среднего нория – поздний норий) отличается появлением и бурным развитием *Eomonotis* и *Monotis*, появляются 7 родов, вымирают галобииды. Третья стадия характеризуется появлением 1 рода и отсутствием монотисов.

Таким образом, крупнейший подъем вод Мирового океана в начале позднего триаса способствовал одновременной синхронной инвазии в северные моря, как двустворчатых моллюсков, так и конодонтофорид (рис. 5). Из океана Тетис в бореальные акватории с теплыми водами иммигрировали пелагические моллюски семейства *Halobiidae* (*Zittelihalobia*, *Halobia*) и немногочисленные виды конодонтофорид рода *Norigondolella*. Высокая температура водных масс (до 24°C) и потепление климата (Курушин, Захаров, 1995) способствовали развитию в среднем нории максимального для триаса разнообразия двустворок (74 рода из известных 110). В ассоциациях конодонтофорид, несмотря на благоприятные абиотические факторы, на фоне обновления происходило дальнейшее снижение таксономического разнообразия. В это время вымирает *Norigondolella* "navicula", но появляется, сохраняя преемственность в развитии, терминальный вид *No. steinbergensis* (рис. 4). Его последние представители в Бореальном бассейне обитали в фазу *Monotis ochotica* (поздний норий). Вымиранию большого числа двустворок и всех конодонтофорид в терминальном триасе способствовали значительное сокращение площадей морских бассейнов, активизация тектонических процессов и снижение палеотемпературы морской воды до 18–20°C.

Тетический бассейн

Тетические позднетриасовые ассоциации от бореальных отличают высокое родовое и видовое разнообразие. Для этапа характерно 10 из 15 известных на северо-западе Тихого океана родов и 29 из 50 видов; возникло 7 родов, вымерло 10 родов (рис. 2, 6). Этап делится на три подэтапа: раннекарнийский, позднекарнийско-норийский и рэтский.

Раннекарнийский подэтап. В подэтапе, соответствующем фазе *Paragondolella foliata*, установлено 4 рода и 10 видов. Крупнейший подъем вод Мирового океана в начале позднего триаса способствовал таксономическому обновлению конодонтовых ассоциаций. От *Paragondolella excelsa* возникают, сохраняя преемственность в развитии, резко доминирующие в пелагических ассоциациях 5 видов: *Pa. foliata*, *Pa. inclinata*, *Pa. tadpole*, *Pa. polygnathiformis*, *Pa. aff. polygnathiformis*. В конце подэтапа вымирают *Gladigondolella* и *Budurovignathus*. Только на этом эволюционном подэтапе существовал род *Mosherella* (рис. 6, 7). Высокий уровень водных масс и благоприятные температурные факторы способствовали эмиграции в арктические моря *Pa. foliata* и *Pa. inclinata* (рис. 8).

Поздекарнийско-норийский подэтап соответствует фазам *Paragondolella polygnathiformis*, *Epigondolella nodosa*, *Ep. abneptis*, *Mockina postera*, *M. bidentata* и *Parvigondolella andrusovi*. Установле-

но 6 родов: *Paragondolella*, *Epigondolella*, *Mockina*, *Metapolygnathus*, *Norigondolella* и *Parvigondolella* и 17 видов. Возможно выделение шести стадий.

Первая стадия (начало позднего карния) соответствует фазе *Pa. polygnathiformis*. Незначительное снижение в это время уровня вод Мирового океана (Haq et al., 1987) способствовало, вероятно, вымиранию родов *Gladigondolella*, *Mosherella* и *Budurovignathus*. Из парагондолеллид дальнейшее развитие получил только *Pa. polygnathiformis*. Вторая стадия (вторая половина позднего карния), отвечающая фазе *E. nodosa*, совпадает с развитием незначительной трансгрессии. В это время возникли *Epigondolella*, *Metapolygnathus* и *Mockina*. Для третьей стадии (начало раннего нория), соответствующей фазе *E. abneptis*, характерна преемственность в развитии ассоциаций конодонтофорид. В это время в морях доминировали эпигондолеллиды *E. abneptis*, *E. triangularis*, *E. primitia*. Зафиксированная на фоне общего повышения уровня моря незначительная регрессия (Haq et al., 1987) свидетельствует о том, что наиболее благоприятными условиями для их обитания были, вероятно, зоны моря, приближенные к палеоберегу. Космополитным видом в эту стадию был *No. "navicula"* (рис. 8). Четвертая стадия (вторая половина раннего – начало среднего нория) совпадает с максимальным подъемом уровня водных масс в Тетическом бассейне и соответствует фазе *M. postera*. В это время в ассоциациях доминировали *M. postera*, *M. slovensis*, *M. multidentata*, *M. aff. bidentata*, широко представлены также виды родов *Epigondolella* и *Norigondolella*. В начале пятой стадии (закончение среднего – начало позднего нория), совпадающей со снижением уровня вод Мирового океана, возник очень характерный поздненорийский вид *M. bidentata*. Шестая стадия характеризуется возникновением эволюционирующего от *M. bidentata* специфического вида *Parvigondolella andrusovi*. Значительно реже, чем во второй и третьей стадиях, встречаются представители рода *Epigondolella*. Общее снижение систематического разнообразия в конодонтовых ассоциациях и возникновение видов, имеющих более простые морфологические признаки, происходят на фоне глобального снижения уровня Мирового океана.

Рэтский подэтап, устанавливаемый по возникновению очень характерного и доминирующего в ассоциациях рода *Misikella*, соответствует фазам *Mi. hermannsteini* и *Mi. posthermannsteini* и совпадает со значительным сокращением морских бассейнов. В начале подэтапа вымирает *Norigondolella*, но в ассоциациях еще встречаются представители родов *Epigondolella*, *Mockina* и *Parvigondolella*, имеющие второстепенное значение. Завершающее подэтап время характеризуется единственным терминальным видом *Mi. posthermannsteini*, имеющим очень простые морфологические признаки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований являются составной частью комплексного изучения закономерностей эволюции морской биоты в триасовом периоде. Проведенный сравнительный анализ экологически отличных групп двустворчатых моллюсков и конодонтофорид в различных палеоклиматических обстановках позволил установить следующие.

1. Если в Бореальном бассейне у двустворчатых моллюсков максимальное таксономическое разнообразие приходится на поздней триас, а минимальное – на ранний, то у конодонтофорид наоборот: особенно разнообразными они были в оленекском веке.

2. Наиболее благоприятными для обитания конодонтофорид на заключительном этапе развития были тропические акватории.

3. В Бореальном бассейне эволюция конодонтофорид проходила в 3 этапа, возможно, 4 подэтапа и 4 стадии, в Тетиическом – в 3 этапа, 6 подэтапов и 12 стадий.

4. Важнейшими абиотическими факторами, которые определяли развитие конодонтофорид, были палеотемпература морской воды и палеогеографические обстановки.

5. Обновление таксономического состава и увеличение разнообразия ассоциаций в Бореальном бассейне приурочено к моментам повышения палеотемпературы или (и) повышения уровня Мирового океана и, как следствие, иммиграции в северные акватории конодонтофорид из Тетиса.

6. Выявление подобных стратиграфических интервалов (реперных уровней), отвечающим моментам нивелировки таксономического состава биоты, имеет важное стратиграфическое значение, так как повышает точность глобальных бореально-тетиических корреляций. Установлены следующие уровни выравнивания ассоциаций конодонтофорид (рис. 8): *раннеоленекский* (фаза *waageni*) – по широкому географическому распространению *Neospathodus waageni*, *Ne. dieneri* и *Ne. curtus*; *позднеанзийский* (фаза *constricta*) – по космополитному распространению *Neogondolella constricta*, *N. cornuta* и *N. ex gr. mombergensis*; *раннекарнийский* (фаза *foliata*) – по распространению *Paragondolella foliata* и *Pa. inclinata*; *ранненорийский* (фаза *abneptis*) – по присутствию в южных и северных морях *Norigondolella "navicula"*.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 03-05-64737, гранта Минобразования РФ в области естественных и точных наук № Е02-9.0-20 и Интеграционного проекта СО РАН и ДВО РАН № 193.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьева М.С., Агарков Ю.В., Амон Э.О. Биотические кризисы в эволюции радиолярий в фанерозое // Тез. докл. 50-й сес. Палеонтол. об-ва. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 9–11.
- Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с.
- Бурий Г.И. Конодонты и стратиграфия триаса Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989, 136 с.
- Дагис А.А. Раннетриасовые конодонты севера Средней Сибири. М.: Наука, 1984. 68 с.
- Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 245 с.
- Клец Т.В. Биостратиграфия и конодонты триаса Среднего Сихотэ-Алиня. Новосибирск: НГУ, 1995. 118 с.
- Клец Т.В. Новые находки конодонтов из нижнего триаса бассейна р. Колымы // Новости палеонтологии и стратиграфии. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН. 1998. Вып. 1. С. 113–121.
- Клец Т.В. Верхнетриасовые конодонты Северо-Востока Азии (состав, биостратиграфия, корреляция) // Материалы Регион. конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Томск: ГалаПресс, 2000. Т. 2. С. 328–331.
- Klets T.V. Paleobiogeographic Zoning of Triassic Seas of Northeastern Asia Based on Conodontophoridae // *Albertiana*. № 32. 2005. P. 40–50.
- Клец Т.В., Копылова А.В. Новые находки триасовых конодонтофорид на Северо-Востоке Азии // Новости палеонтологии и стратиграфии. Новосибирск: СО РАН, фил. ГЕО. 2005 (в печати).
- Клец Т.В., Ядренкин А.В. Конодонты из нижнего триаса острова Котельного (таксономический состав, корреляция) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Новосибирск: СО РАН. Филиал ГЕО. 2001. Вып. 4. С. 14–21.
- Курушин Н.И. Триасовые двустворчатые моллюски Северо-Восточной Азии (морфология, система, биостратиграфия, палеоэкология и палеобиогеография) // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. 45 с.
- Курушин Н.И. Этапность в развитии триасовых двустворок Бореальной области // Материалы Регион. конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Томск: ГалаПресс, 2000. Т. 2. С. 325–327.
- Курушин Н.И., Захаров В.А. Климат Северной Сибири в триасовом периоде // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 3. С. 55–60.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
- Igo H. Mixed conodont elements from Hachiman Town, Mi-no Terrane, Central Japan // *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan*. N.S., 1989. № 156. P. 270–285.
- Igo H., Koike T. Conodont biostratigraphy of cherts in the Japanese Islands // *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan* N. S. 1983. V. 36. P. 65–77.

Рецензенты Н.Ю. Брагин, А.А. Шевырев

УДК 564.53:551.76(477.9)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ И АММОНИТАМ ВЕРХНЕГО КИМЕРИДЖА И ТИТОНА ВОСТОЧНОГО КРЫМА

© 2006 г. В. В. Аркадьев*, М. А. Рогов**

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

**Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 11.01.2005 г., получена после доработки 04.04.2005 г.

Впервые по находкам аммонитов в Горном Крыму установлены верхнекимериджские отложения. В непрерывном разрезе намечена граница кимериджа и титона, которая проходит внутри однообразной преимущественно глинистой двуякорной свиты. Описан комплекс аммонитов верхнего кимериджа (*Lingulaticeras* cf. *procurvum* (Ziegler), *Pseudowaagenia gemmellariana* Oloriz, *Euvirgalithacoceras* cf. *tantalus* (Herbich), *Subplanites* sp.) – титона (?*Lingulaticeras efimovi* (Rogov), *Phylloceras consanguineum* Gemmellaro, *Oloriziceras* cf. *schneidi* Tavera, *Paraulacosphinctes* cf. *transitorius* (Oppel)). Предложена новая схема биостратиграфии верхнего кимериджа-берриаса Горного Крыма. В верхнем кимеридже выделены слои с *Euvirgalithacoceras* cf. *tantalus*, в нижнем титоне – слои с ?*Lingulaticeras efimovi*; в верхнем титоне – слои с *Oloriziceras* cf. *schneidi* и слои с *Paraulacosphinctes* cf. *transitorius*. Средний титон предложено рассматривать в составе зон *fallaxi* и (предположительно) *semiforme*. Возраст двуякорной свиты на основании новых находок аммонитов определяется как верхний кимеридж – берриас. Контакт двуякорной свиты с подстилающей ее хуторанской свитой, по всей видимости, тектонический.

Ключевые слова. Горный Крым, верхний кимеридж, титон, аммониты, зональная биостратиграфия, корреляция, региональная тектоника.

ВВЕДЕНИЕ

Верхнекимериджские и титонские аммониты Горного Крыма до сих пор остаются чрезвычайно слабо изученной группой. Описания и изображения характерных таксонов до последнего времени были приведены только в двух публикациях Н.К. Овечкина (1956) и Н.Г. Химшиашвили (1967). Между тем в списках определений ископаемой фауны из этого региона приводятся многочисленные виды аммонитов родов *Lithacoceras*, *Aspidoceras*, *Richterella* (*Kossmatia* auct.), *Paraulacosphinctes*, *Haploceras*, *Semiformiceras* (Пчелинцев, 1959; Лысенко, 1964; Успенская, 1969; Пермяков и др., 1984, 1991; Пермяков, Сапунов, 1990), известные из титонских отложений. Среди титонских и берриасских видов аммонитов, которые традиционно указывались как характерные формы для титона Крыма, есть и характерные для верхнего кимериджа виды, такие как *Lithacoceras ulmense*. В то же время в последнем варианте унифицированной схемы стратиграфии юрских отложений Крыма (Пермяков и др., 1991) было показано отсутствие в Крыму верхнего кимериджа.

Н.К. Овечкин (1956) был первым исследователем, изобразившим и описавшим кимериджских и титонских аммонитов Горного Крыма. Несмотря на то, что им были отмечены формы, характерные для нижнего кимериджа, нижнего (s.l.) и

верхнего титона, поскольку аммониты были собраны во время геолого-съемочных работ и, как правило, не привязаны к разрезу, зоны не были выделены. Среди описанных аммонитов некоторые формы сыграли в дальнейшем важную роль в стратиграфии титона Крыма, поэтому остановимся на них подробнее. Аммонит, отнесенный к *Lithacoceras* cf. *ulmense* (Овечкин, 1956, с. 23, табл. II, фиг. 1), представляет собой обломок внутренних оборотов. До последнего времени этот вид считался характерным для нижнего титона и только недавно был установлен его верхнекимериджский возраст (Schweigert, 1998; Schweigert, Zeiss, 1999). Экземпляр, изображенный Н.К. Овечкиным, по своим признакам может относиться как к верхнекимериджским, так и титонским аммонитам родов *Lithacoceras*, *Euvirgalithacoceras*, *Franconites* и др. Другими важными формами, которые до настоящего времени используются в качестве индексов титонских зон, являются *Virgatosphinctes* (=*Paraulacosphinctes*) *transitorius* (Овечкин, 1956, с. 23, табл. IV, фиг. 2), представленный небольшим плохо определимым обломком, и хорошо сохранившийся макроконх *Kossmatia* (=*Richterella*) aff. *richteri* (Овечкин, 1956, с. 28, табл. IV, фиг. 5).

Вскоре появилась первая схема зонального расчленения титона и кимериджа Горного Крыма

Зональное расчленение верхнего кимериджа-титона Горного Крыма и сопоставление предлагаемой схемы со схемой, используемой в южной части Западной Европы

Примечание. Звездочкой (*) обозначены те подразделения, выделяемые ранее в титоне Крыма, которые в настоящее время полностью или частично относятся к берриасу.

(Муратов и др., 1960; табл. 1 здесь). В этой схеме в составе кимериджа и титона было по одной зоне ("Streblites oxypterus и Lithacoceras pseudobangel" в кимеридже и "V. transitorius и Berriasella chaperi" в титоне). В то же время отмечалось, что в титоне Юго-Западного Крыма можно выделить два комплекса: верхний с *Virgatosphinctes transitorius*, *Aulacosphinctes occultefurcatus*, *Berriasella subchaperi*, и нижний с *Kossmatia aff. richteri*, *Phylloceras rycho-stoma*. Для синклиниория Восточного Крыма указывалась только верхняя часть титона с *Berriasella chaperi* и *Oppelia macrotela* (=берриас по современным представлениям). Интересен вывод авторов о том, что "осадки кимериджского и титонского ярусов Крыма образуют единый комплекс отложений, связанных между собой постепенным переходом, общностью литологического состава и условиями залегания" (Муратов и др., 1960, с. 89).

Несколько титонских аммонитов из Юго-Западного Крыма изобразил и описал Н.Г. Химшиашвили (1967). Среди них важно отметить следующие виды, характеризующие различные стратиграфические уровни в среднем титоне Западной Европы: *Oppelia* (=*Semiformiceras*) *aff. gemmellaro* (с. 113, табл. V, фиг. 5), *Semiformiceras fallauxi* (с. 114, табл. II, фиг. 2-3).

Новая, более детальная схема расчленения титонских и кимериджских отложений, представляющая собой усовершенствованный вариант схемы М.В. Муратова с соавторами (1960), была предложена Е.А. Успенской (1969). Титон в этой схеме подразделялся на два подъяруса, каждый из которых состоял из одной зоны (таблица). Нижнему титону отвечала зона *Kossmatia richteri*, верхнему – *Virgatosphinctes transitorius*. При этом указывалось, что зона *transitorius* Юго-Западного Крыма "видимо, может быть разделена на ряд подзон" (Успенская, 1969, с. 155). Для нижней и средней частей верхнего титона, кроме зонального вида, как характерные, также указывались *Aspidoceras cf. rogoznicense* и *Semiformiceras semi-forme*, тогда как в списках верхней части зоны *transitorius* фигурировали разнообразные "Berriasella" и филлоцератиды. Кроме того, находка "Kossmatia" (=*Richterella*) *richteri* была упомянута из Восточного Крыма. В объеме нижнего кимериджа была установлена зона *Streblites tenuilobatus*, охарактеризованная, кроме зонального вида, разнообразными *Lithacoceras*, *Ataxioceras* и *Aspidoceras* (включая зональный вид верхнего кимериджа *A. acanthicum*). Верхнекимериджские отложения в данной схеме отсутствовали (для Юго-Западного они были показаны как "палеонтологически не охарактеризованные", а для Восточного Крыма верхнему кимериджу отвечал размыв). С тех пор биостратиграфическая схема кимериджских отложений Крыма никаких изменений не претерпевала, за исключением того, что всеми последу-

ющими исследователями принималось существование регионального перерыва, приходящегося на верхний кимеридж.

Через несколько лет идея сложного строения зоны *transitorius* Горного Крыма получила дальнейшее воплощение (таблица). В очерке, посвященном стратиграфии юры Крыма, М.В. Муратов и др. (1972) подразделили зону *transitorius* на две: нижнюю с *Virgatosphinctes transitorius*, *V. senex*, *Aspidoceras spp.*, *Perisphinctes virguloides*, *Semiformiceras semiforme*, и верхнюю (по современным представлениям, относящуюся к берриасу), охарактеризованную комплексом филлоцератид и разнообразных *Berriasella*. При этом было высказано предположение об отсутствии не только в Восточном, но и в Юго-Западном Крыму верхнего кимериджа. Однако на схеме сопоставления разрезов юрских отложений СССР (там же) зоны для титона Крыма показаны не были, вместо них фигурировали слои (снизу вверх): с *Kossmatia richteri* и *Aulacosphinctes occultefurcatus*; с *Semiformiceras semiforme* и др., с *Virgatosphinctes transitorius*, *Berriasella callisto* и др.

Первая схема зонального расчленения пограничных отложений титона – берриаса окрестностей Феодосии была предложена И.Г. Сазоновой и Н.Т. Сазоновым (1974), выделившими две верхние зоны титона и все зоны французского берриаса. Тем не менее, выделение титонских зон этими авторами было скорее формальным, так как описания разреза они не привели, и вид-индекс *Virgatosphinctes transitorius* не изображен и не описан.

В дальнейшем нижняя зона титона *richteri*, отвечающая по объему нижнему титону, оставалась практически без изменений, единственным новшеством была замена индекса на *lithographicum-richteri* (Успенская см. Горбачик, Кузнецова, 1984). В то же время зона *transitorius* была разделена на две подзоны: *semiforme* и *Berriasella delphinensis* – *B. chaperi*.

Примерно в это же время появились первые обобщения по стратиграфии кимериджа-титона Крыма, выполненные В.В. Пермяковым с соавторами (1984), и выделены многочисленные свиты. Двуякорная свита Восточного Крыма по комплексу фораминифер, кораллов, брахиопод, двустворчатых, брюхоногих и головоногих моллюсков была отнесена к позднему титону – берриасу. Впрочем, биостратиграфическая основа поменялась мало; единственным новшеством явилось формальное повышение ранга подзон *semiforme* и *transitorius* до зон и отнесение зоны *semiforme* к среднему титону. В дальнейшем В.В. Пермяков с коллегами (Пермяков и др., 1991, и др.) сосредоточились главным образом на совершенствовании местной стратиграфической схемы. К сожалению, при определении возраста свит, по-види-

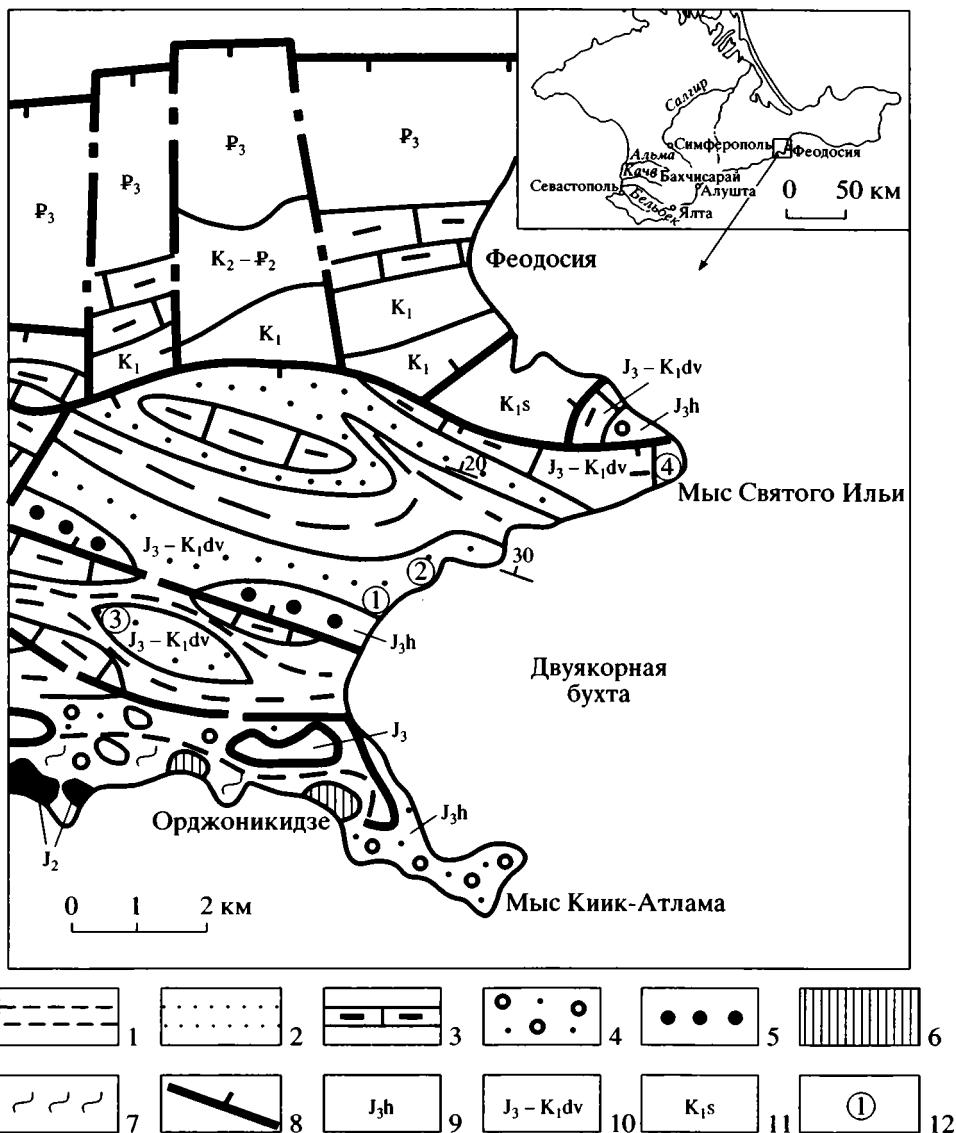


Рис. 1. Схема геологического строения района Феодосии (по Казанцеву и др., 1989) и расположение изученных разрезов Двухкорной свиты.

1 – глины, алевролиты; 2 – песчаники; 3 – мергели; 4 – конгломераты; 5 – глыбовые конгломераты; 6 – вулканогенно-осадочные образования; 7 – тектониты; 8 – надвиги; 9 – хуторанская свита; 10 – двухкорная свита; 11 – султановская свита; 12 – расположение изученных разрезов (цифрами обозначены номера разрезов: разрез 1, 2 – Двухкорная бухта; разрез 3 – 1 км к юго-востоку от пос. Южное; разрез 4 – мыс Святого Ильи).

мому, свою роль сыграли представления об одновозрастности свит разных частей Крыма в пределах одноименных “горизонтов”. Соответственно, двухкорная свита, несмотря на наличие в ней вида *Richterella richteri*, была целиком отнесена к верхнему титону. Отрицательно сказался на ценности последних стратиграфических схем титона Крыма (Пермяков и др., 1991) и некритический подход к ранее сделанным определениям, благодаря чему один и тот же таксон (*Richterella richteri*) фигурировал под разными родовыми названиями как характерный, с одной стороны,

для нижнего титона (*Kossmatia richteri*), а с другой – для верхнего титона (*Richterella richteri*). Заметим, что речь при этом идет о виде-индексе одной из подзон *среднего титона* Западной Европы!

В.В. Аркадьевым совместно с Ю.Н. Савельевой (СПбГУ), А.А. Федоровой (ВНИГРИ) и Г.К. Соловьевым в 2001–2004 годах изучен знаменитый Феодосийский разрез двухкорной свиты Восточного Крыма (Аркадьев, Савельева, 2002; Аркадьев, 2003; Аркадьев и др., в печати), ранее неоднократно привлекавший внимание исследо-

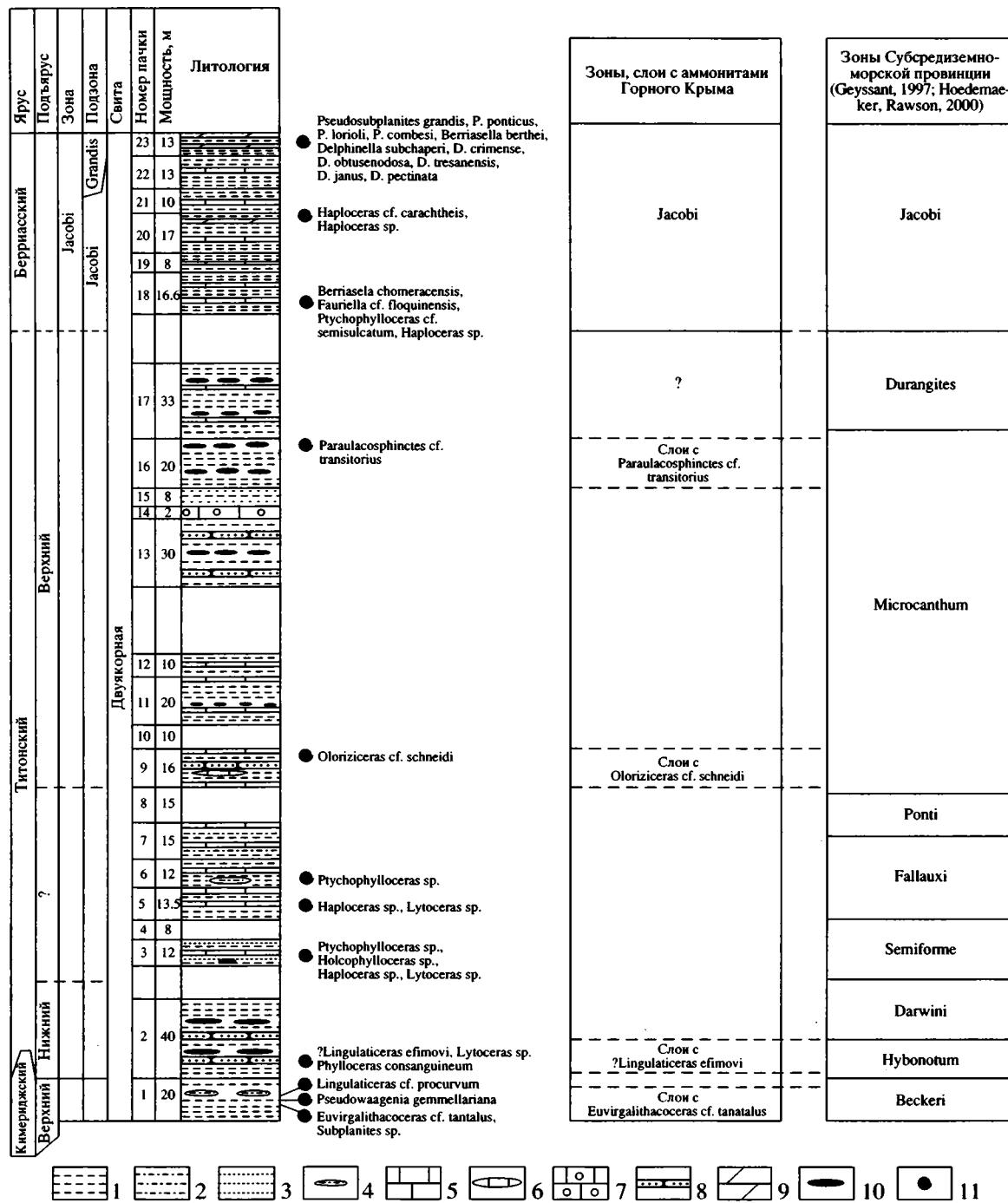


Рис. 2. Сводный разрез двуякорной свиты верхнего кимериджа – берриаса Восточного Крыма.

1 – глины; 2 – алевролиты; 3 – песчанистые глины; 4 – линзы алевролитов; 5 – известняки; 6 – линзы известняков; 7 – конгломератовидные известняки; 8 – известковистые песчаники; 9 – мергели; 10 – сидеритовые стяжения; 11 – уровни находок аммонитов.

вателей (Соколов, 1886; Retowski, 1893; Сазонова, Сазонов, 1974; Druschits, 1975; Богданова и др., 1981, 1984, Глушков, 1997). Сводный разрез свиты составлен по четырем независимым обнажениям, находящимся в окрестностях г. Феодосии на мысе Святого Ильи, в Двуякорной бухте, в окре-

стностях пос. Орджоникидзе и у пос. Южное (рис. 1). Свита сложена в основном флишоидным переслаиванием известковистых глин, мергелей и конгломератовидных известняков мощностью 360 м (рис. 2) и литологически очень однообразна. Пачки 1–2 выделены в разрезе 1, пачки 3–12 –

в разрезе 2, пачки 13–17 – в разрезе 3, пачки 18–23 – в разрезе 4. Отложения условно объединены в единую последовательность только на основании находок аммонитов. Практически во всех предшествующих работах рассмотрена верхняя часть двуякорной свиты, содержащая богатый комплекс берриасских аммонитов зоны jacobii. В 2002 г. в нижней части разреза впервые найден позднетитонский аммонит *Oloriziceras cf. schneidi* Tavera (Аркадьев, 2004a), а в 2003 г. – *Paraulacosphinctes cf. transitorius* (Oppel) и комплекс аммонитов с другого, более низкого уровня разреза (из пачки 1, рис. 2) (Аркадьев, 2004b; Аркадьев и др., 2004). Из пачки 1 В.В. Аркадьевым тогда были предварительно определены *Aspidoceras* sp. и *Kosmatia cf. exceptionalis* (Aguilera). Эти аммониты в дальнейшем были переопределены М.А. Роговым. В 2004 г. в Двуякорной бухте были проведены дополнительные сборы. В итоге в нижней части двуякорной свиты (рис. 2, пачка 1) в непрерывном разрезе в Двуякорной бухте обнаружены верхнекимериджские *?Euvirgalithacoceras cf. tantalus* (Herbich), *Subplanites* sp. (В.В. Аркадьевым определявшийся как *Kosmatia*), *Lingulaticeras* aff. *procurvum* (Ziegler), *Pseudowaagenia gemmellariana* Olóriz (В.В. Аркадьевым определявшийся как *Aspidoceras* sp.), а в вышележащей пачке (рис. 2, пачка 2) – нижнетитонские *?Lingulaticeras efimovi* (Rogov), *Phylloceras consanguineum* Gemmellaro и *Lytoceras* sp. Эти находки, имеющие чрезвычайно важное значение для биостратиграфии верхнекимериджских и титонских образований и их корреляции, позволяют существенно пересмотреть схему расчленения пограничных юрско-меловых отложений этого региона, предложенную ранее (Аркадьев, Богданова, 2004). Новая биостратиграфическая схема этого интервала предварительно изложена В.В. Аркадьевым (Аркадьев и др., в печати). В настоящей статье она уточняется и подробно обосновывается.

Принятая в настоящее время унифицированная схема юрских отложений Горного Крыма (Пермяков и др., 1991), к сожалению, по детальности намного отстает от региональных биостратиграфических схем других районов Европы. Кроме того, слабая подтвержденность определений изображениями и описаниями окаменелостей, также как обычное смешение в одних комплексах аммоидей, характерных для разных зон, делает данную схему малопригодной. В то же время сделанные авторами новые находки кимеридж-титонских аммонитов вместе с ревизией материалов предшественников позволяют предложить новую схему стратиграфии титона Горного Крыма по аммонитам (таблица). Обоснование возраста верхнекимериджских, нижнетитонских и верхнетитонских подразделений приведено в рубрике “Обсуждение” в конце данной работы,

поэтому здесь мы кратко рассмотрим среднетитонскую часть схемы. Найдки в Юго-Западном Крыму таких аммонитов, как *Richterella richteri*, *Semiformiceras fallauxi* и *S.gemmellaro* (см. Овечкин, 1956; Химшиашвили, 1967) позволяют по аналогии со Средиземноморскими разрезами (Geyssant, 1997) уверенно выделять зону *fallauxi* в объеме подзон *richteri* и *admirandum/biruncinatum*. При этом зона *fallauxi* и подзона *richteri* устанавливаются по находкам вида-индекса, а подзона *admirandum/biruncinatum* – по присутствию характерного (Olóriz, 1978; Sarti, 1985) вида *Semiformiceras gemmellaro*. В то же время зону *semiforme* можно наметить только условно, поскольку определения вида-индекса или каких-либо иных характерных аммонитов не подтверждены описанием и изображением окаменелостей, хотя и часто встречаются в списках окаменелостей. Эти стратиграфические подразделения присутствуют в Юго-Западном Крыму. В Восточном Крыму выделить их аналоги пока не представляется возможным.

Описание разрезов двуякорной свиты приведено в работе В.В.Аркадьева и др. (в печати).

Коллекции аммонитов, описанные в настоящей статье, хранятся в музее кафедры исторической геологии Санкт-Петербургского государственного университета (№ 376, 378). При определении аммонитов авторы консультировались с Г. Швайгертом (G. Schweigert, Государственный Музей Естествознания, Штутгарт, Германия).

СЕМЕЙСТВО PERISPINCTIDAE STEINMANN, 1890

Род *Paraulacosphinctes* Schindewolf, 1925

Paraulacosphinctes cf. transitorius (Oppel, 1865)

Табл. I, фиг. 10

cf. *Ammonites transitorius*: Oppel, 1865, с. 554; Zittel, 1868, с. 103, табл. 22, фиг. 1–4, 6 (не фиг. 5).

cf. *Perispinctes transitorius*: Toucas, 1890, с. 599, табл. 16, фиг. 5–6.

cf. *Virgatosphinctes transitorius*: Овечкин, 1956, с. 23, табл. 4, фиг. 2.

cf. *Paraulacosphinctes transitorius*: Sapunov, 1977, табл. 5, фиг. 2; 1979, с. 127, табл. 36, фиг. 1.2; Tavera, 1985, с. 84, табл. 11, фиг. 1–5, текст, фиг. 7A, D.

Форма. Раковина крупная, дисковидная, эволюционная, с уплощенными боковыми сторонами. Центральная сторона не сохранилась. Пупок широкий, мелкий, с крутой стенкой.

Скульптура. Боковые стороны покрыты резкими двураздельными ребрами. Они начинаются у шва, до пупкового перегиба направлены назад, а после него изгибаются и со слабым наклоном вперед пересекают боковую сторону. В верхней

Таблица I

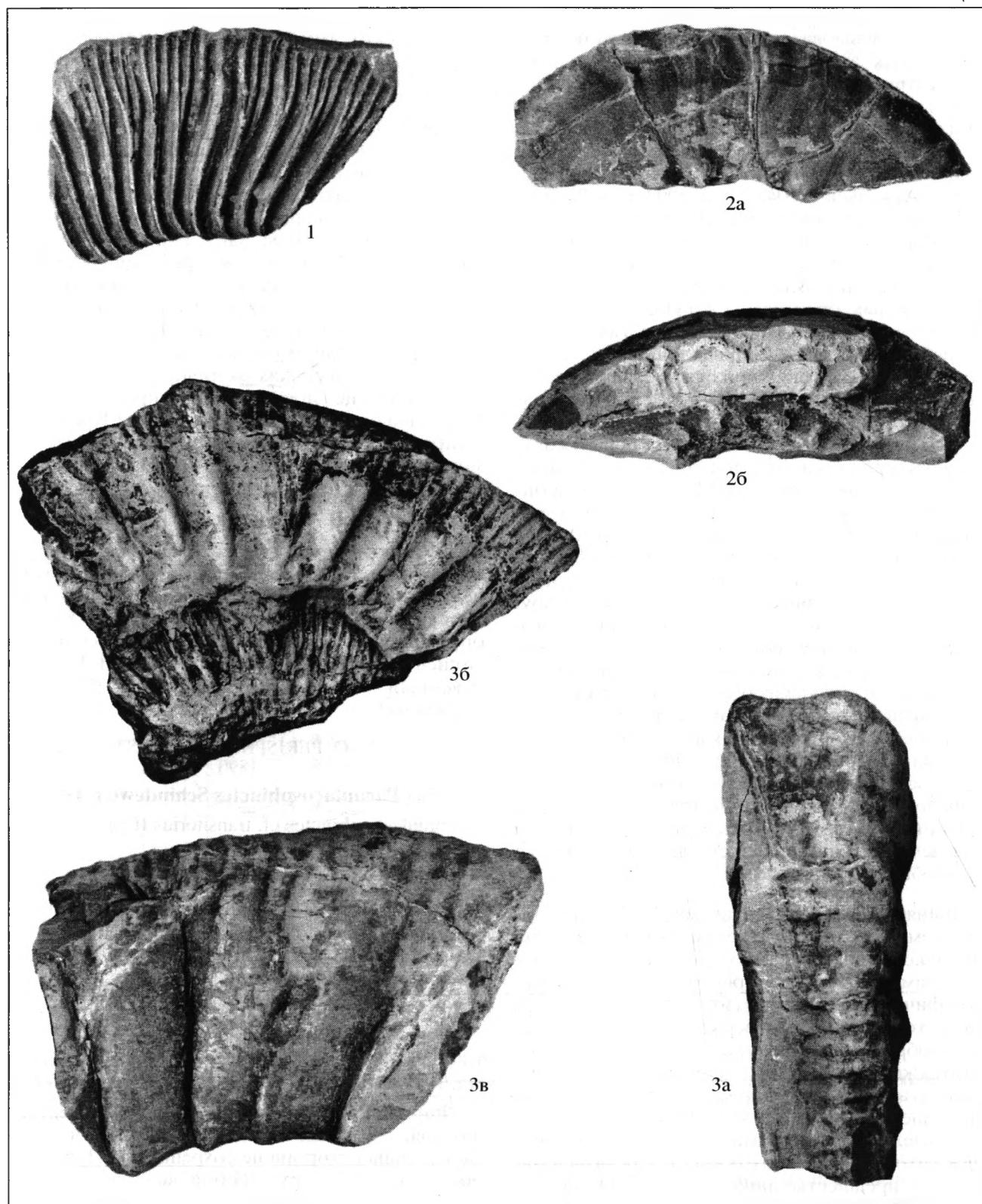


Таблица I. Верхнекимериджские аммониты Восточного Крыма

1 – *Subplanites* sp., экз. № 2/378 (×1) сбоку; 2а, б – *Pseudowaagenia gemmellariana* Olóriz, экз. № 1/378 (×1) сбоку; 3 – *Euvirgalithacoceras* cf. *tantulus* (Herbich), экз. № 4/378 (×1), а – с вентральной стороны, б, в – сбоку. Все экземпляры – окрестности пос. Орджоникидзе, Двухкоренная бухта, верхний кимеридж, зона *beckeri*, слои с *Euvirgalithacoceras* cf. *tantulus*.

трети оборота каждое ребро разделяется на две равные по силе ветви.

Размеры в мм и отношения в %, число ребер:

Экз. №	Д	В	Ш	Д _п	В/Д	Ш/Д	Д _п /Д	Число ребер на 1/2 оборота
								внутренних внешних
3/378	90?	35?	?	37	0.39	—	0.41	29 58

Сравнение. Описываемый экземпляр наиболее похож на форму, изображенную Х. Таверой (Tavera, 1985, табл. 11, фиг. 1) из верхнего титона Испании. Большое сходство нашего образца устанавливается также с экземпляром, описанным Н.К. Овечкиным (1956, табл. 4, фиг. 2) из титона Ай-Петринской яйлы (Горный Крым).

Распространение. Верхний титон, зона *microcanthum*, подзона *transitorius* Испании, Чехии, Болгарии и Северного Кавказа. Верхний титон, слои с *P. cf. transitorius* Крыма.

Материал. 1 экземпляр (№ 3/378) из Восточного Крыма (окрестности пос. Орджоникидзе, 1 км к юго-востоку от пос. Южное).

Род *Oloriziceras* Tavera, 1985

Oloriziceras cf. schneidi Tavera, 1985

Табл. I, фиг. 9

Oloriziceras schneidi: Аркадьев, 2004а, с. 37, рис. 3.

Форма. Раковина дисковидная, эволюционная, с уплощенными боковыми сторонами. Характер вентральной стороны оценить невозможно. По-перечное сечение вытянутое в высоту, скорее всего, округленно-прямоугольное. Пупок широкий, мелкий, с крутой стенкой.

Скульптура. Боковые стороны раковины покрыты тонкими резкими двураздельными ребрами. Они начинаются у шва, на пупковой стенке слабо отклоняются назад, а затем прямо, без изгиба, пересекают боковую сторону. Примерно на 2/3 боковой стороны ребра раздваиваются на две одинаковые по силе ветви, при этом задняя слабо отклоняется назад, а передняя – чуть вперед. Характер ребристости на вентральной стороне неизвестен. Частота ребристости на наблюдаемых внутреннем и внешнем оборотах не меняется. На раковине при $D = 41.0$ мм насчитывается примерно 50 внутренних ребер, на сохранившейся части взрослой раковины (несколько меньше половины оборота) – 23 внутренних ребра.

Размеры в мм и отношения в %, число ребер:

Экз. №	Д	В	Ш	Д _у	В/Д	Ш/Д	Д _у /Д
1/376	61.0	22.0	—	32.0	36.06	—	52.4

Сравнение. Описываемый экземпляр по ряду морфологических признаков (характер навивания раковины, двураздельные ребра), безусловно, относится к перисфинктидам. К сожалению, ос-

тается неясным характер вентральной стороны, но с боковой стороны он наиболее близок к экземплярам, изображенным у Х. Таверой (Tavera, 1985, табл. 6, фиг. 2–3, рис. 6) и описанным им как новый род и вид *Oloriziceras schneidi*.

Замечания. От других перисфинктид, описанных Таверой из верхнего титона Испании, род *Oloriziceras* отличается более эволюционной раковиной. По этому же признаку, а также крайне медленно растущими оборотами *O. schneidi* отличается от представителей рода *Berriasella*.

Распространение. *O. schneidi* известен из верхнего титона, зоны *microcanthum*, подзоны *similisphinctes* Испании. *O. cf. schneidi* – верхний титон, зона *microcanthum*, слои с *O. cf. schneidi* Крыма.

Материал. 1 экз. (№ 1/376) из Восточного Крыма (Двухкорная бухта).

Род *Subplanites* Spath, 1925

Subplanites sp. [m]

Табл. II, фиг. 1

Форма. Раковина, скорее всего, эволюционная, дисковидная, со слабовыпуклыми, широкими боковыми сторонами. Вентральная сторона не сохранилась. Пупок широкий, с крутой стенкой. Поперечное сечение, наиболее вероятно, высокоовальное.

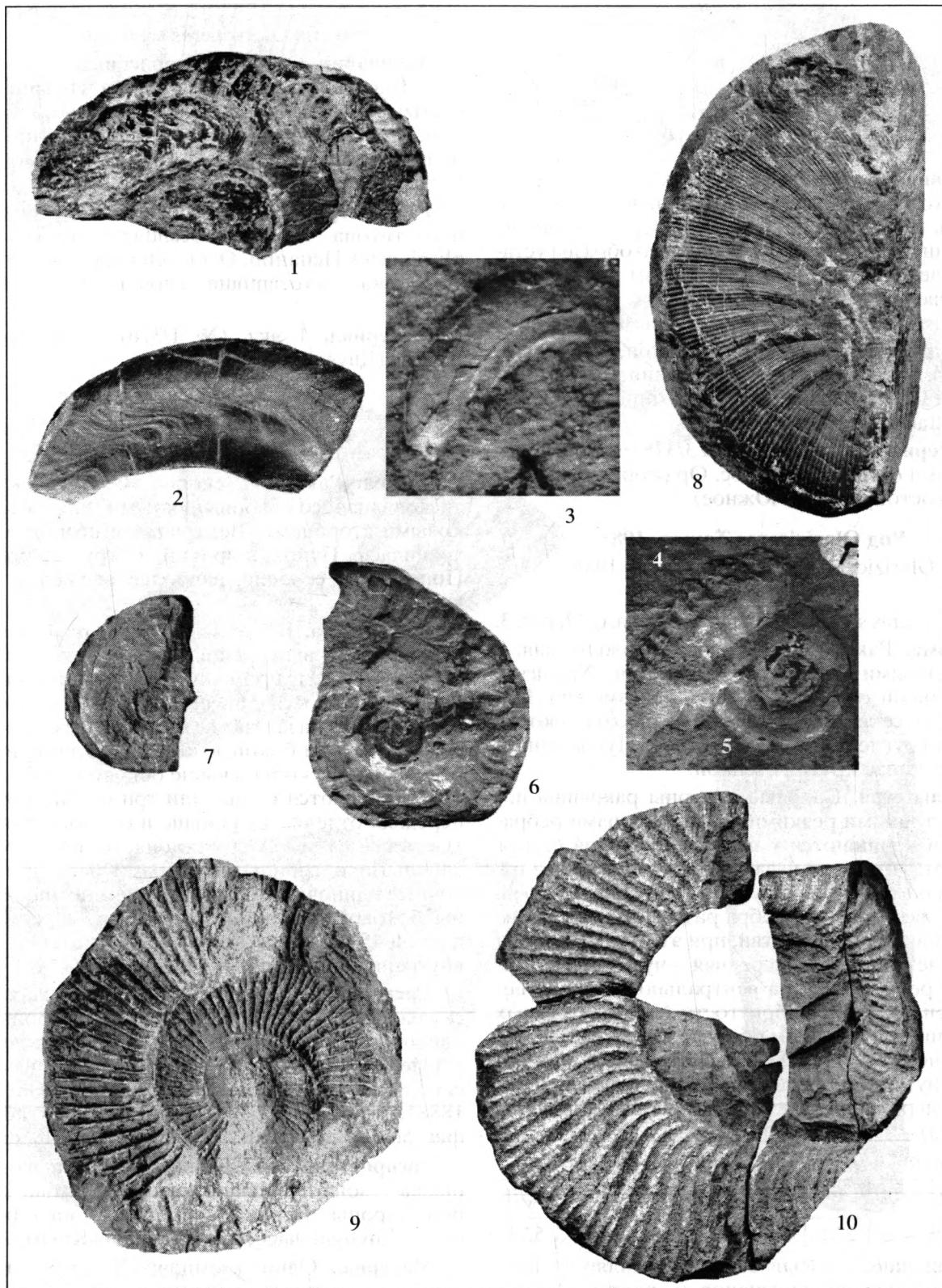
Скульптура. Боковые стороны раковины покрыты резко выраженными ребрами – двойными, тройными и промежуточными одиночными. Ребра начинаются у шва, на пупковой стенке они отклоняются назад, затем со слабым изгибом вперед пересекают боковую сторону. Примерно в середине или несколько выше боковой стороны ребра разделяются на две или три ветви, при этом передняя отделяется раньше и отклоняется к устью, а задняя – позже и отклоняется назад. Между двойными и тройными ребрами есть промежуточные одиночные, начинающиеся выше середины боковой стороны. На обломке фрагмокона длиной 45 мм и высотой 40 мм насчитывается 12 внутренних и 29 внешних ребер.

Сравнение. Наш экземпляр по характеру скульптуры (чередование двойных, тройных и одиночных ребер) наиболее близок к роду *Subplanites*, особенно сильно напоминая нижнетитонские виды, такие как *S. gueppellianum* (Quenstedt, 1888) (Berckhemer, Hölder, 1959, с. 51, табл. 12, фиг. 56; Schlegelmilch, 1994, с. 89, табл. 40, фиг. 1).

Распространение. Зона *beckeri* верхнего кимериджа – зона *hybonotum* нижнего титона Западной Европы. Верхний кимеридж, зона *beckeri*, слои с *Euvirgalithacoceras cf. tantalus* Крыма.

Материал. Один экземпляр (№ 2/378) – неполный обломок фрагмокона (примерно 1/4 оборота) взрослой раковины из Восточного Крыма (окрестности пос. Орджоникидзе, Двухкорная бухта).

Таблица II



**Род *Euvirgalithacoceras* Zeiss,
Schweigert et Scherzinger, 1996**

Euvirgalithacoceras cf. *tantalus* (Herbich, 1878) [M]

Табл. II, фиг. 3а-в

Форма. Раковина крупная, эволютная, с медленно растущими оборотами, со слабо выпуклыми боковыми и широкой уплощенной вентральной сторонами. Пупок широкий, ступенчатый, с крутой стенкой. Поперечное сечение вытянутое в высоту, овально-прямоугольное.

Скульптура. Боковые стороны покрыты резкими почти прямыми ребрами. Они начинаются на пупковой стенке, где слабо наклонены назад. На пупковом перегибе ребра слегка разворачиваются вперед и почти под прямым углом пересекают боковую сторону. Примерно в середине боковой стороны каждое ребро разделяется на две ветви, затем либо одна из ветвей, либо обе делятся еще на две ветви. При высоте оборота около 25 мм ребра тонкие, густо расположенные, на 1/4 оборота насчитывается 12–13 внутренних и 28–30 внешних ребер. При $B = 38$ –40 мм внутренние ребра утолщаются, их число сокращается, а число внешних ребер, наоборот, увеличивается. На 1/4 оборота насчитывается уже 9 внутренних и 40 внешних ребер. Между пучками ребер наблюдаются вставочные ребра, начинающиеся в верхней трети оборота. На взрослом обороте, при $B = 60$ мм, внутренние ребра редко расположенные, очень резкие, до середины боковой стороны – гребнеобразные, выше слегка сглаженные. Характер ветвления сохраняется. Ближе к устью увеличивается наклон ребер вперед. Все ребра, не ослабевая, пересекают вентральную сторону.

Размеры. Судя по сохранившимся фрагментам, диаметр раковины около 180 мм. Высота последнего оборота 60 мм, толщина около 30 мм.

Сравнение. От большинства видов *Euvirgalithacoceras* описываемый вид отличается более эволютной раковиной, у которой точка ветвления ребер на внутренних оборотах не перекрывается последующими оборотами. От близкого *Euvirgalithacoceras malarguense* (Spath) из нижнего титона Аргентины (Parent, 2003, фиг. 1, 4, 5А, 6А–Д, 7А–Е) отличается более грубой скульптурой на

жилой камере и большим коэффициентом ветвления ребер на внутренних оборотах.

Замечания. К виду *E. tantalus* (Herbich) данный образец в силу не очень хорошей сохранности, наличию более грубой скульптуры и несколько более низкого положения точки ветвления ребер, чем у типичных представителей вида (Herbich, 1878, с. 163, табл. XII–XIII, фиг. 1; Schweigert, 1994, с. 3, табл. 1, фиг. 1), может быть отнесен лишь в открытой номенклатуре. Ассоциированные микроконхи (описанный выше *Subplanites*) отличаются от “*Virgalithacoceras*” *fructicans* (Schweigert, 1994, с. 4, табл. 1, фиг. 2–4), встречающихся вместе с ?*E. tantalus*, значительно большими размерами и в среднем более грубой скульптурой.

Распространение. Вид *E. tantalus* (Herbich) известен из подзоны *setatum* зоны *beckeri* верхнего кимериджа Германии и верхнего кимериджа Венгрии. *E. cf. tantalus* (Herbich) – верхний кимеридж, зона *Beckeri*, слои с *Euvirgalithacoceras* cf. *tantalus* Крыма.

Материал. 1 неполный экземпляр (№ 4/378) из Восточного Крыма (окрестности пос. Орджоникидзе, Двоякорная бухта).

СЕМЕЙСТВО ASPIDOCERATIDAE ZITTEL, 1895

Род *Pseudowaagenia* Spath, 1931

Pseudowaagenia gemmellariana Olóriz, 2002

Табл. II, фиг. 2а,б

Pseudowaagenia gemmellariana: Olóriz, 2002, с. 350, фиг. 228.

Голотип. Экз. 019.71 (колл. G. Gemmellaro), хранится в Museo Geologico “G.G. Gemmellaro”, Палермо, Италия. Кимеридж Сицилии.

Форма. Раковина дисковидная, эволютная (?), с широкими уплощенными боковыми и узкой слабо округленной вентральной сторонами. Вентролатеральные перегибы отчетливые. Пупок широкий, с крутой стенкой. Высота оборота резко превышает его толщину. Поперечное сечение узкое, высоко овальное.

Скульптура. Боковые стороны гладкие, покрытые лишь тонкими синусоидально изогнутыми линиями роста, которые вблизи вентральной стороны образуют едва заметные складки. На

Таблица II. Кимериджские и титонские аммониты Восточного Крыма

1 – *Lingulaticeras* cf. *procurvum* (Ziegler), экз. № 5/378 (×2) сбоку. Окрестности пос. Орджоникидзе, Двоякорная бухта, верхний кимеридж, зона *beckeri*, слои с *Euvirgalithacoceras* cf. *tantalus*; 2–7 – ?*Lingulaticeras efimovi* (Rogov), 2 – экз. № 6/378 (×2) сбоку; окрестности пос. Орджоникидзе, Двоякорная бухта, нижний титон, зона *hybonotum*, слои с ?*Lingulaticeras efimovi*; 3 – экз. № MIV597 (×4) сбоку. Городищи, нижняя волга, фаунистический горизонт *efimovi*, 0,7 м выше основания сл. 6 (№№ слоев по: Рогов, 2002); 4 – экз. MIV595 (×2) сбоку, местонахождение и возраст те же; 5 – экз. MIV596 (×2) сбоку, местонахождение и возраст те же; 6 – экз. MIV751 (×2) сбоку, местонахождение то же, осыпь; 7 – экз. MIV443 (×2) сбоку, местонахождение то же, 0,15 м выше основания сл. 6; 8 – *Phylloceras consanguineum* Gemmelaro, экз. № 7/378 (×2) сбоку; окрестности пос. Орджоникидзе, Двоякорная бухта, нижний титон, зона *hybonotum*, слои с ?*Lingulaticeras efimovi*; 9 – *Oloriziceras* cf. *schneidi* Tavera, экз. № 1/376 (×1) сбоку; Двоякорная бухта, верхний титон, слои с *Oloriziceras* cf. *schneidi*; 10 – *Paraulacosphinctes* cf. *transitorius* (Oppel), экз. № 3/378 (×1) сбоку; окрестности пос. Южное, верхний титон, слои с *Paraulacosphinctes* cf. *transitorius*.

пупковом перегибе на сохранившейся четверти оборота раковины наблюдаются пять шилообразных бугорков высотой 1.5–2.0 мм, слабо вытянутых в радиальном направлении. Расстояние между бугорками 4–5 мм. В привентральной части раковины (примерно в 6–8 мм от вентра) на стороне, обращенной к жилой камере, наблюдаются два маленьких шилообразных бугорка высотой 1.0–1.5 мм, расположенных на расстоянии 2 см друг от друга.

Размеры. Сохранившийся обломок фрагмокона имеет высоту 25 мм. Судя по нему, диаметр целой раковины составлял не менее 80 мм. Толщина обломка 7 мм, но, скорее всего, он деформирован.

Сравнение. Несмотря на не очень хорошую сохранность имеющегося в распоряжении образца, такие признаки, как широкий пупок и вытянутые в радиальном направлении бугорки позволяют отнести данный экземпляр к *Pseudowaagenia*. Большинство видов этого рода отличаются небольшими размерами (диаметр взрослой раковины обычно не превышает 5 см). Из относительно крупных видов (*P. contemporanea* (Favre), *P. dietli* Checa, *P. gemmellariana* Olóriz) данный экземпляр по особенностям скульптуры (сохранение боковых бугорков на жилой камере) может быть отнесен к *P. gemmellariana*. Характер развития скульптуры, уплощенность оборотов и степень инволютиности раковины сближают описанную форму с ранними *Hybonoticeras* (H. *pressulum* (Neum.), H. *kachhense* (Spath)), однако отсутствие понижения или уплощения на вентральной стороне не позволяет относить ее к данному роду.

Замечания. Стратиграфическое положение *P. gemmellariana* точно не установлено. Голотип происходит с неизвестного уровня верхов нижнего – низов верхнего кимериджа (Olóriz, 2002). Интервал распространения близких видов *P. haynaldi* (Herbich) и *H. sesquinodosum* (Fontannes) довольно широк – от верхнего оксфорда до низов титона.

Распространение. Кимеридж Сицилии. Верхний кимеридж, зона *beckeri* (слои с *E. cf. tantalus*) Крыма.

Материал. 1 экземпляр (№ 1/378) из Восточного Крыма (окрестности пос. Орджоникидзе, Двуякорная бухта).

СЕМЕЙСТВО HAPLOCERATIDAE ZITTEL, 1884

Род *Lingulaticeras* Ziegler, 1958

Lingulaticeras cf. procurvum (Ziegler, 1958)

Табл. I, фиг. 1

Форма. Раковина средних размеров, дисковидная, полуэволютичная, с уплощенными боковыми сторонами. Пупок умеренно широкий.

Скульптура. Боковые стороны покрыты многочисленными серповидноизогнутыми ребрами.

Ребра появляются чуть ниже середины боковой стороны, на боковой бороздке, затем резко изгибаются назад, а в верхней трети оборота, слегка утолщаюсь, резко изгибаются в сторону устья. Присутствуют многочисленные вставные ребра.

Сравнение. От других *Lingulaticeras* отличается присутствием многочисленных вставных ребер в верхней части боковой стороны. У голотипа *L. procurvum* (Ziegler, 1958, табл. 14, фиг. 7; Schlegelmilch, 1994, табл. 16, фиг. 21) ребра появляются выше боковой бороздки, и поэтому у них отсутствует резкий изгиб вперед вблизи середины боковой стороны, наблюдаемый у нашего экземпляра. Однако присутствие характерных вставных ребер позволяет с определенной долей условности относить крымский образец к данному виду.

Распространение. Верхний кимеридж (зона *beckeri*, подзона *subeumela*) Южной Германии. Верхний кимеридж, зона *beckeri*, слои с *E. cf. tantalus* Восточного Крыма.

Материал. 1 экземпляр (№ 5/378) – отпечаток из Восточного Крыма (окрестности пос. Орджоникидзе, Двуякорная бухта).

?*Lingulaticeras efimovi* (Rogov, 2002)

Табл. I, фиг. 2–7

Glochiceras (*Paralingulaticeras*) *lithographicum* *efimovi*: Рогов, 2002, с. 47, фототаблица, фиг. 2.

Paralingulaticeras efimovi: Рогов, 2004, фототаблица, фиг. 7; Рогов, 2004, табл. 1, фиг. 12–13.

Голотип. Экз. ГГМ-572-11, хранится в ГГМ им. В.И. Вернадского, Москва; Ульяновская область, правый берег р. Волги у д. Городиши; нижневолжский подъярус, зона *klimovi*, фаунистический горизонт *efimovi*.

Форма. Раковина средних размеров, дисковидная, полуэволютичная (?), с уплощенными боковыми сторонами. Пупок широкий.

Скульптура. Боковые стороны покрыты многочисленными нитевидными серповидноизогнутыми в верхней части оборота ребрами, образующими на середине оборота или чуть ниже резкий изгиб на боковой бороздке. У вентральной стороны ребра приобретают вид более грубых и реже расположенных гребешков, выгнутых вперед.

Размеры. Судя по имеющемуся фрагменту, диаметр раковины не превышал 40 мм. Высота оборота около 12 мм.

Сравнение. От большинства верхнекимериджских *Lingulaticeras* вид *efimovi* отличается в среднем более эволютичной раковиной и более сильным развитием желобка в середине боковой стороны. Сходный характером развития скульптуры в верхней части оборота *L. cf. procurvum* Ziegler (табл. I, фиг. 1) отличается от ?*L. efimovi* при-
существием многочисленных вставных ребер и

менее развитой боковой бороздкой. Морфологически близкий *L. pseudopercevali* Schweigert, 1998 (Schweigert, 1998, табл. 2, фиг. 3–4) отличается несколько более узким пупком и более регулярными ребрами, не утолщающимися при приближении к центральной стороне. От *Paralingulaticeras* отличается отсутствием вентролатеральных бугорков, более мелкими размерами и ослабленной скульптурой.

Замечания. Родовая принадлежность данного вида сомнительна. Хотя скульптура боковой стороны раковины и наблюдаемый диапазон изменчивости скульптуры и формы оборота аналогичен таковым у *Paralingulaticeras lithographicum* (Oppel), вид *efimovi* характеризуется мелкими размерами и отсутствием вентролатеральных бугорков, что сближает его с *Lingulaticeras*. Среди представителей вида *?L. efimovi* из волжского яруса Русской плиты наблюдается очень широкая внутривидовая изменчивость, в целом подчиняющаяся “правилу ковариаций Бакмена” (Westermann, 1966), т.е. наиболее эволютные раковины, как правило, имеют более широкие обороты и более грубую скульптуру. Однако среди имеющихся в коллекции экземпляров присутствуют и относительно эволютные и слабо скульптированные аммониты, неотличимые от крымского экземпляра (табл. I, фиг. 3). В разрезе Городищи наиболее “крайние” морфотипы, к которым можно отнести крымский экземпляр (табл. I, фиг. 3–5), встречаются, как правило, в верхней части горизонта *efimovi*. В зоне *klimovi* чаще попадаются более инволютные аммониты, обычно, со слаборазвитой скульптурой (табл. I, фиг. 6–7). Крымский образец несколько крупнее эволютных слабоскульптированных представителей вида из Поволжья.

Распространение. Нижневолжский подъярус, зоны *klimovi* и *sokolovi*, фаунистический горизонт *efimovi* Центральной России. Нижний титон, зона *hybonotum*, слои с *?L. efimovi* Восточного Крыма.

Материал. 1 экземпляр (№ 6/378) – обломок фрагмокона из Восточного Крыма (окрестности пос. Орджоникидзе, Двяякорная бухта).

СЕМЕЙСТВО PHYLLOCERATIDAE ZITTEL, 1884

Род *Phylloceras* Suess, 1865

Phylloceras consanguineum Gemmellaro, 1876

Табл. I, фиг. 8

Phylloceras consanguineum: Gemmellaro, 1876, с. 160, табл. 1, фиг. 2–3.

Phylloceras serum: Химшиашвили, 1967, с. 89, табл. III, фиг. 3.

Phylloceras (*Phylloceras*) *consanguineum*: Сесса, 2002 а, с. 28, фиг. 2.

Лектотип. Экз. 019.4 (колл. G. Gemmellaro), хранится в Museo Geologico “G.G. Gemmellaro”, Палермо, Италия. Кимеридж Сицилии.

Форма. Раковина дисковидная, инволютная, с широкими уплощенными боковыми сторонами. Центральная сторона, скорее всего, округленная. Поперечное сечение высокоовальное.

Скульптура. Боковые стороны покрыты тонкими часто расположеннымными радиальными ребрами, очень слабо выпуклыми по направлению к устью в середине оборота. Кроме того, имеются резкие радиальные складки, расположенные на расстоянии 0.3–0.5 см друг от друга. Складки повторяют изгиб ребер. Ребра, не ослабевая, пересекают центральную сторону.

Размеры. Судя по обломку, диаметр раковины составлял около 40 мм, высота оборота – около 18 мм.

Сравнение. Крымский экземпляр практически неотличим от лектотипа *P. consanguineum* (Сесса, 2002, фиг. 2), отличаясь от него только более мелкими размерами. Другой очень близкой формой является *P. paeaepterium* Fontannes, 1876 (Dumortier, Fontannes, 1876, с. 38, табл. VI, фиг. 1–2; Joly, 2000, с. 49, табл. 9, фиг. 3–6), отличающийся от описанного вида несколько менее отчетливыми и более частыми пучками ребер. Эти виды одновозрастны и не исключено, что указанные различия не внутривидовые, а внутрипопуляционные. Данный вопрос требует дальнейшего изучения. От похожего вида *P. subplicatus* Burckhardt, описанного из нижнего титона Мексики (Verma, Westermann, 1973, с. 162, табл. 25, фиг. 1–2), *P. consanguineum* отличается большим изгибом ребер и резче выраженным складками.

Замечания. К описываемому виду также отнесен аммонит, изображенный Н.Г. Химшиашвили (см. синонимику) как *Phylloceras serum*. Н.Г. Химшиашвили отмечал, что “радиальная волнистая складчатость”, составляющая характерную черту скульптуры изображенного им экземпляра, не отмечается у типичных представителей вида *P. serum*.

Распространение. Кимеридж-титон Италии, нижний кимеридж Болгарии, нижний титон, зона *hybonotum* (слои с *?L. efimovi*) Крыма.

Материал. Один неполный экземпляр (№ 7/378) из Восточного Крыма (окрестности пос. Орджоникидзе, Двяякорная бухта).

ОБСУЖДЕНИЕ

Рассматриваемые в статье отложения относятся к двяякорной свите. Ее возраст в последних работах (Пермяков и др., 1984, 1991) датировался как верхний титон – берриас, тогда как подстилающая хуторанская свита считалась нижне-среднетитонской. Впрочем, возраст двяякорной свиты не был никак подтвержден публикацией описаний или изображений характерных окаменелостей, кроме фораминифер (Кузнецова, Горбачик, 1985), а

в приводимых оттуда списках аммонитов фигурировали как верхнетитонские и берриасские, так и среднетитонские (*Richterella richteri*) таксоны. Полученные авторами данные позволяют пересмотреть устоявшиеся воззрения на возраст двуякорной свиты и ее соотношения с подстилающими отложениями.

В самом нижнем из изученных уровней были встречены *Euvirgalithacoceras cf. tantalus* (Herbich) и *Subplanites* sp., несколько выше был найден экземпляр *Pseudowaagenia gemmellariana* Olóriz, а еще выше – *Lingulaticeras cf. proscurgum* (Ziegler). Несмотря на некоторую неопределенность в стратиграфическом положении типовых экземпляров *P. gemmellariana*, данная ассоциация аммонитов указывает на узкий стратиграфический интервал внутри зоны *beckeri* верхнего кимериджа. Крымский экземпляр *L. cf. proscurgum* несколько отличается от голотипа вида и, возможно, характеризует не идентичный, а близкий уровень верхнего кимериджа. Наиболее важны для определения возраста находки *Euvirgalithacoceras/Subplanites*. Вид *E. tantalus* [M] является характерным для нижней части зоны *beckeri* Германии; первые *Subplanites* [m] также (в незначительном количестве) присутствуют в зоне *beckeri* (Г. Швайгерт, устное сообщение). Интервал, отвечающий уровню между 8 и 12 м от подошвы 1-й пачки разреза 1, предлагается рассматривать в ранге слоев с *E. cf. tantalus* (в составе зоны *beckeri*) по названию наиболее важного элемента комплекса.

Выше был найден комплекс, включающий ?*Lingulaticeras efimovi*, *Phylloceras consanguineum* и *Lytoceras* sp. Если близкие виды *P. consanguineum* и *P. pteroposterium* встречаются в интервале кимеридж – низы титона, то присутствие ?*L. efimovi* позволяет намного более точно определить возраст комплекса. В Поволжье этот вид характеризует фаунистический горизонт *efimovi* (верхняя часть зоны *klimovi* – низы зоны *sokolovi* нижневолжского подъяруса), коррелирующийся с верхней частью зоны *hybonotum* нижнего титона (Рогов, 2004; Rogov, 2004). Хотя пока данных для разделения ?*L. efimovi* на подвиды недостаточно, надо отметить, что представители из зоны *sokolovi* обычно обладают более эволюционной раковиной. Уровень находки данного комплекса можно рассматривать в ранге слоев с ?*L. efimovi* в составе зоны *hybonotum*.

Присутствие среднего титона не доказано в Восточном Крыму находками аммонитов (кроме неизображенных “*Kossmatia richteri*”), и мы лишь условно относим к нему толщу выше слоев с ?*Lingulaticeras efimovi* и ниже слоев с *Oloriziceras cf. schneidi*.

Значительное расширение стратиграфического объема двуякорной свиты дает возможность пересмотреть принятую в настоящее время точку

зрения (Пермяков и др., 1984, 1991) на ее согласный контакт с подстилающей хоторанской свитой. Возраст хоторанской свиты с момента ее установления считался ниже-среднетитонским. Верхний возрастной предел свиты, видимо, устанавливается исходя из представлений о характере ее взаимоотношений с перекрывающей двуякорной свитой, а отнесение ее к титону подтверждалось приводимыми в списках окаменелостями. Так, среди указанных из свиты аммонитов (Пермяков и др., 1991) *Phylloceras ptychostoma* (Венеске) известен из отложений не древнее титона (Joly, 2000; Сесса, 2002 б); коралл *Montlivaltia nattheimensis* Milachewitsch (Пермяков, 1980, с. 104, табл. 26, фиг. 8) определен как нижнетитонский. Однако, по мнению И.Ю. Бугровой (устное сообщение), кораллы ни коим образом не могут указывать на нижний титон. Если все-таки определение аммонита верно, то контакт между хоторанской и двуякорной свитами является не согласным, а тектоническим. Это предположение выглядит вполне оправданным в свете полученных недавно данных о сложном покровном строении титонских отложений более западных районов Горного Крыма (Милеев и др., 1995, 2004). Мы также не исключаем, что, вероятно, отложения двуякорной свиты в Восточном Крыму обнажаются в серии тектонических покровов, контакты между которыми не видны из-за плохой обнаженности и однообразного преимущественно глинистого состава пород.

ВЫВОДЫ

Впервые по находкам аммонитов для Горного Крыма обосновано присутствие верхнекимериджских отложений. В непрерывном разрезе намечена граница кимериджа и титона, которая проходит внутри однообразной преимущественно глинистой двуякорной свиты. Описан комплекс аммонитов (8 видов) верхнего кимериджа – титона. В верхнем кимеридже выделены слои с *Euvirgalithacoceras cf. tantalus*, которые сопоставляются с зоной *beckeri*, в нижнем титоне – слои с ?*Lingulaticeras efimovi*, коррелируемые с зоной *hybonotum* нижнего титона Субсредиземноморской провинции и с зонами *klimovi* и частично *sokolovi* нижневолжского подъяруса Русской плиты. Впервые определенные в Крыму представители рода *Lingulaticeras*, даже в открытой номенклатуре, имеют чрезвычайно важное значение, поскольку позволяют наметить связь Крымского бассейна с бассейном Русской плиты, где установлен фаунистический горизонт *efimovi* (Рогов, 2004).

Средний титон предложено выделять в составе зоны *fallauxi* (с подзонами *richteri* и *admirandum/biruncinatum*) и (предварительно) *semiforme*.

В верхнем титоне выделены слои с *Oloriziceras cf. schneidi* и слои с *Paraulacosphinctes cf. transitori-*

us. Первые сопоставляются с подзоной *simplisphinctes*, вторые – с подзоной *transitorius* зоны *microcanthum* Испании. Возраст двуякорной свиты на основании новых находок аммонитов определяется теперь как верхний кимеридж – берриас. Контакт двуякорной свиты с подстилающей ее хоторанской свитой, по всей видимости, является тектоническим.

Исследования авторов поддержаны грантом Министерства образования Российской Федерации (Е02-9.0-111) и РФФИ № 03-05-64297.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аркадьев В.В. Зона *Berriasella jacobi* – *Pseudosubplanites grandis* берриаса Горного Крыма // Первое Всероссийское совещание “Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии” (Москва, 4–6 февраля 2002 г.). Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 2002. С. 8–9.

Аркадьев В.В., Савельева Ю.Н. Зона *jacobi-grandis* берриаса Горного Крыма // Проблемы биохронологии в палеонтологии и геологии. Тез. докл. 48 сессии ВПО (8–12 апреля 2002 г.). СПб.: ВСЕГЕИ. 2002. С. 11–13.

Аркадьев В.В. Зона *Berriasella jacobi*-*Pseudosubplanites grandis* берриаса Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 6. С. 29–35.

Аркадьев В.В. Первая находка позднетитонского аммонита в Феодосийском разрезе Восточного Крыма // Палеонтол. журн. 2004а. № 3. С. 39–45.

Аркадьев В.В. Новые находки позднетитонских аммонитов в Восточном Крыму // Второе всероссийское совещание “Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии”. Тез. докл. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004б. С. 16.

Аркадьев В.В., Богданова Т.Н. Род *Berriasella* (Ammonoidea) и зональное расчленение берриаса Горного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 54–67.

Аркадьев В.В., Федорова А.А., Савельева Ю.Н., Тесакова Е.М. Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма // Второе всероссийское совещание “Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии”. Тез. докл. СПб.: Изд-во СПбГУ. 2004. С. 17.

Аркадьев В.В., Федорова А.А., Савельева Ю.Н., Тесакова Е.М. Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. (в печати).

Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. О расчленении берриасского яруса Горного Крыма // Вестн. Ленингр. ун-та. 1981. № 6. С. 5–14.

Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. Берриас Восточного Крыма и граница юры и мела // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М.: Наука. 1984. С. 28–35.

Глушков А.Ю. О первой находке вида-индекса нижней зоны берриасского яруса в Крыму // Вестн. СПб. ун-та. Сер. 7. Геол., геогр. 1997. Вып. 1. № 7. С. 90–93.

Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И. Граница юры и мела. Фораминиферы // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. Новосибирск: Наука, 1984. С. 124–137.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Аржавитина М.Ю. и др. Структурная геология Крыма. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 152 с.

Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н. Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма // Тр. ГИН АН СССР. 1985. Вып. 395. С. 3–133.

Лысенко Н.И. К стратиграфии титон-валанжинских отложений южного борта Байдарской котловины в Крыму // Докл. АН СССР. 1964. Т. 159. № 4. С. 806–807.

Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., и др. Положение палеовулкана Карадаг в структуре Горного Крыма // Ред. Морозова А.Л., Гнюбин В.Ф. Карадаг. История, геология, ботаника, зоология (Сб. научн. тр., посвященный 90-летию Карадагской научной станции им. Т.И. Вяземского и 25-летию Карадагского природного заповедника). Кн.1. Симферополь: Сонат, 2004. С. 84–93.

Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., и др. Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 22–31.

Муратов М.В., Архипов И.В., Успенская Е.А. Стратиграфия, фации и формации юрских отложений Крыма // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1960. Т. XXXV. Вып. 1. С. 87–97.

Муратов М.В., Снегирева О.В., Успенская Е.А. Средиземноморский геосинклинальный пояс. Крымско-Кавказская область. Крым // Ред. Крымгольц Г.Я. Стратиграфия СССР. Юрская система. М.: Недра, 1972. С. 143–154.

Овечкин Н.К. Стратиграфия и фауна аммонитов верхнеюрских отложений юго-западного Крыма // Вестник ЛГУ. 1956. № 6. С. 12–29.

Пермяков В.В. Кораллы // Люльева С.А., Пермяков В.В. Кокколитофориды и кораллы мезозоя Украины. Палеонтол. справочник. Киев: Наукова думка, 1980. С. 75–171.

Пермяков В.В., Борисенко Л.С., Ванина М.В. и др. Юрская система // Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережье Черного моря). Киев: Наукова думка. 1984. С. 42–58.

Пермяков В.В., Пермякова М.Н., Чайковский Б.П. Новая схема стратиграфии юрских отложений Горного Крыма // Ин-т геол. наук АН УССР. Препринт 91–12. Киев, 1991. 38 с.

Пермяков В.В., Сапунов И.Г. Особенности расчленения юрских отложений Причерноморья Болгарии и Украины // Палеонтологические и биостратиграфические исследования при геологической съемке на Украине. Сб. научн. трудов. Киев: Наукова думка. 1990. С. 65–70.

Пчелинцев В.Ф. Рудисты мезозоя Горного Крыма. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1959. 178 с.

Рогов М.А. Стратиграфия нижневолжских отложений Русской плиты и их корреляция с титоном // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 4. С. 35–51.

Рогов М.А. Корреляция нижневолжского и зоны рапдеги средневолжского подъяруса с титоном по аммони-

- там // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 41–66.
- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Сравнительная стратиграфия и фауна пограничных слоев юры и мела Восточной Европы // Тр. ВНИГНИ. 1974. Вып. 152. С. 194–314.
- Соколов В.Д. Материалы для геологии Крыма. Крымский титон // Изв. Моск. о-ва любителей естествозн., антрополог. и этнограф. 1886. Т. 14. С. 1–43.
- Успенская Е.А. Юрская система. Верхний отдел // Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 114–155.
- Химшиашвили Н.Г. Позднеюрская фауна моллюсков Крымско-Кавказской области. Тбилиси: Мецниереба. 1967. 171 с.
- Berckhemer F., Hölder H. Ammoniten aus dem Oberen Weißen Jura Süddeutschland // Beih. geol. Jb. 1959. Hft. 35. S. 1–135.
- Cecca F. Phylloceras (Phylloceras) consanguineum Gemmellaro, 1876 // Pavia G., Cresta S. (coords.) Revision of Jurassic ammonites of the Gemmellaro collections. Quad. Museo G.G.Gemmellaro, Palermo. 2002 a. V. 6. P. 28–30.
- Cecca F. Phylloceras (Phylloceras) ptychostoma (Benecke, 1865) // Pavia G., Cresta S. (coords.) Revision of Jurassic ammonites of the Gemmellaro collections. Quad. Museo G.G.Gemmellaro, Palermo. 2002 b. V. 6. P. 35–36.
- Druschits V.V. The Berriasian of the Crimea and its stratigraphical relations // Mém. Bur. Rech. Géol. et Miniér. 1975. № 86. P. 337–341.
- Dumortier E., Fontannes F. Description des ammonites de la zone à Ammonites tenuilobatus de Crussol (Ardèche) et de Quelques autres fossiles jurassiques nouveaux ou peu connus. Lyon-Paris: F. Savy Libraire. 1876. 161 p.
- Gemmellaro G.G. Sopra i Cephalopodi della Zona inferiore degli strati con Aspidoceras Acanthicum di Sicilia // Atti dell'Acad. Gioenia Scienz. Natur. Catania. Ser. 3. 1876. Т. 11. P. 153–249.
- Geyssant J. Tithonien // Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen. Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. 1997. Mém. 17. P. 97–102.
- Herbich F. Das Széklerland mit Berücksichtigung der angrenzenden Landestheile, geologish und paläontologish beschrieben // Mitt. Jb. kgl. ungarn. geol. Anst. 1878. B. 5. H. 2. S. 19–363.
- Hoedemaeker Ph.J., Rawson P.F. Report on the 5th International Workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (Vienna, 5 September 2000) // Cretaceous Res. 2000. № 21. P. 857–860.
- Joly B. Les Juraphyllityidae, Phylloceratidae, Neophylloceratidae (Phyllocerataceae, Phylloceratina, Ammonoidea) de France au Jurassique et au Crétacé // Geobios. Mém. Spéc. 23. Mém. Soc. Géol. France. 2000. Т. 174. 204 p.
- Olóriz F. Pseudowaagenia gemmellariana n.sp. // Pavia G., Cresta S. (coords.) Revision of Jurassic ammonites of the Gemmellaro collections. Quad. Museo G.G.Gemmellaro, Palermo. 2002. V. 6. P. 350–352.
- Oppel A. Die tithonische Etage // Zeitschr. Deutschen Geol. Gesellschaft. 1865. Bd. 17. S. 535–558.
- Parent H. The Ataxioceratid ammonite fauna of the Tithonian (Upper Jurassic) of Casa Pincheira, Mendoza (Argentina) // Eds Parent H., Meléndez G., Olóriz F. Jurassic of South America. J. South Amer. Earth Sci., Spec. Issue. 2003. V. 16. P. 143–165.
- Retowski O. Die tithonischen Ablagerungen von Theodosia // Bull. Soc. Natur. Mosc. N. sér. 1893. Т. 7. № 2–3. P. 206–301.
- Rogov M.A. The Russian Platform as a key region for Volgian/Tithonian correlation: A review of the Mediterranean faunal elements and ammonite biostratigraphy of the Volgian stage // Riv. Ital. paleontol. stratigr. 2004. V. 110. № 1. P. 321–328.
- Sapunov I.G. Ammonite stratigraphy of the Upper Jurassic in Bulgaria. IV. Tithonian: substages, zones and subzones // Geol. balcanica. 1977. V. 7. № 2. P. 43–64.
- Sapunov I.G. Les fossiles de Bulgarie. III. 3. Jurassique supérieur. Ammonoidea. Sofia: Acad. Bulg. Sci., 1979. 263 p.
- Sarti C. Biostratigraphie et faune à ammonites du Jurassique supérieur de la plate-forme Atesine (Formation du Rosso Ammonitico Veronais) // Rev. Paléobiol. 1985. V. 4. № 2. P. 321–330.
- Schlegelmilch R. Die Ammoniten des süddeutschen Malms: ein Bestimmungsbuch für Geowissenschaftler und Fossilien-sammler. Stuttgart-Jena-New York: G. Fisher Verlag, 1994. 297 S.
- Schweigert G. Über einige bemerkenswerte Ammoniten im Oberkimmeridgium der Schwäbischen Alb (Südwestdeutschland) // Stuttg. Beitr. Naturk. Ser. B. 1994. № 203. 15 S.
- Schweigert G. Die Ammonitenfauna des Nusplinger Plattenkalks (Ober-Kimmeridgium, Beckeri-Zone, Ulmense-Subzone, Baden-Württemberg) // Stuttg. Beitr. Naturk., Ser. B. 1998. № 267. 61 S.
- Schweigert G., Zeiss A. Lithacoceras ulmense (Oppel) (Ammonitina) – eine wichtige Leitart des Ober-Kimmeridgiums // N. Jb. Geol. Palaontol., Abhandl. 1999. Bd. 211. Hft. 1–2. S. 49–73.
- Tavera J.M. Los ammonites del tithonico superior – berriense de la zona Subbetica (Cordilleras Béticas). Granada, 1985. 381 p.
- Toucas A. Etude de la faune des couches tithoniques de l'Ardèche // Bull. Soc. Géol. France. 1890. Ser. 3. Т. 18. P. 560–630.
- Verma H. M., Westermann G.E.G. The Tithonian (Jurassic) ammonite fauna and stratigraphy of Sierra Catorce, San Luis Potosi, Mexico // Bull. Amer. Paleontol. 1973. V. 63. № 277. P. 103–320.
- Westermann G.E.G. Covariation and taxonomy of the Jurassic ammonite Sonninia adicra (Waagen) // N. Jb. Geol. Paläontol. Abhandl. 1966. Bd. 124. H.3. S. 289–312.
- Ziegler B. Monographie der ammonitengattung Glochiceras im epicontinentalen Weißen Jura Mitteleuropas // Palaeontographica. Abt.A. Bd. 110. Lief. 4–6. 1958. S. 93–164.
- Zittel K.A. Die Cephalopoden der Stramberger Schichten // Paläontol. Mitt. Aus dem Museum Kön. Bayer Staates. Stuttgart. 1868. Bd. 2. Abt. 1. 118 S.

Рецензенты Калачева Е.Д., Барабошкин Е.Ю.

УДК 56.017.2:551.763.12/31 (571.63)

АПТ-СЕНОМАНСКАЯ ФЛОРА ПРИМОРЬЯ. СТАТЬЯ 2. КОРРЕЛЯЦИЯ ФЛОРИСТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

© 2006 г. Е. Б. Волынец

Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток

Поступила в редакцию 16.03.2004., получена после доработки 07.12.2004 г.

Детально изучен и проанализирован систематический состав растительных остатков в апт-сеноманских отложениях Алчанской, Раздольненской и Партизанской впадинах Приморья. Установлены флористические комплексы, каждый из которых отражает определенный этап стабилизации растительности. Проведена их корреляция. Предлагается хорошо охарактеризованные макрофоссилиями флористические комплексы Алчанской впадины считать эталонными для юга Дальнего Востока. Описаны новые виды.

Ключевые слова. Апт, альб, сеноман, свита, комплекс, флора, корреляция.

В предыдущей статье детально охарактеризованы флористические комплексы (ФК) апта – сеномана трех впадин Приморья: Алчанской, Раздольненской и Партизанской. В настоящей статье эти флористические комплексы сопоставлены между собой, что явилось основой предлагаемой корреляционной схемы (табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

С раннеассикаевским ФК по сходству таксономического состава сопоставляется раннелиповецкий, позднелиповецкий и поздний старосучанский ФК. Общими таксонами для раннелиповецкого и раннеассикаевского ФК являются: *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward, *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Pterophyllum sutschanense* Pryn., *P. burejense* Pryn., *Nilssonia nicanica* Pryn., *N. ex gr. orientalis* Heer., *N. ex gr. brongniartii* (Mant.) Dunk., *Athrotaxites berryi* Bell и *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil. Сходны также доминанты (цикадофиты) и субдоминанты (папоротники) и соотношение других групп растений¹ (рис. 2, 3). Незначительные различия выражаются в следующем: в раннелиповецком ФК, кроме общих видов более разнообразно представлены цикадофиты (*Nilssoniopteris rhitudorachis* (Krysht.) Krassil., *Zamiophyllum ivanovii* Krassil., *Cycadites sulcatus* Krysht. et Pryn., *Ctenis yokoyamae* Krysht.) и папоротники (*Ruffordia goeppertii* (Dunk.) Sew., *Nathorstia pectinata* (Goepp.) Krassil., *Alsophilites nippensis* (Oishi) Krassil.), чем в раннеассикаевском. Близость таксономического состава позднелипо-

вецкого ФК с раннеассикаевским выражается в общих видах: *Equisetum cf. ramosus* Samyl., *Birisia onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Pterophyllum sutschanense* Pryn., *P. burejense* Pryn., *Nilssonia ex gr. orientalis* Heer, *N. nicanica* Pryn., *N. ex gr. brongniartii* (Mant.) Dunk., *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Athrotaxites berryi* Bell. Надо отметить, что *Birisia onychioides*, *Pterophyllum burejense*, *Nilssonia nicanica*, *Athrotaxites berryi* впервые появляясь в раннем апте, затем принимают участие в ФК до конца позднего альба. Различия: в раннеассикаевском доминируют цикадофиты, субдоминанты – папоротники, в позднелиповецком это папоротники – цикадофиты, тогда как хвойные в обоих ФК занимают третье место (рис. 2, 3). Также в раннеассикаевском ФК преимущественно принимают участие, как реликтовые таксоны, так и те, что появились в апте. В позднелиповецком ФК в составе папоротников и хвойных больше представителей “молодых”, более продвинутых таксонов родов *Arctopteris*, *Osmunda*, *Anemia*, *Taxites* (*Cephalotaxopsis*), *Sequoia*. В позднем старосучанском и раннеассикаевском ФК встречаются такие общие виды как: *Equisetum cf. ramosus* Samyl., *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward, *Polypodites verestchagini* Krassil., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Pterophyllum sutschanense* Pryn., *Nilssonia ex gr. orientalis* Heer, *N. ex gr. brongniartii* (Mant.) Dunk., *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Athrotaxites berryi* Bell. Различия выражаются в следующем: в раннеассикаевском доминирующая группа цикадофиты и папоротники, тогда как в позднем старосучанском – папоротники и хвойные (рис. 2, 4). Участие “молодых”, эволюционно более продвинутых таксонов, крайне незначительно: в позднем старосучанском ФК это *An-*

¹ Здесь и далее рис. 2–4, помещены в статье Е.Б. Волынец “Апт – сеноманская флора Приморья”. Статья 1. “Флористические комплексы”.

Корреляция апт-сеноманских флористических комплексов Приморья

Апт		Альб								Сеноман		Ярус	Подъ- ярус	Алчанская		Партизанская		Владины				
Нижний	Верхний	Нижний		Средний			Верхний			Нижний	Верхний	Свита (толща)	Подсвита (пачка)	Ком- плекс	Подком- плекс	Свита	Ком- плекс	Подком- плекс	Свита	Ком- плекс		
Ассиакаевская				Алчанская						Столбовская		Алчанская				Партизанская		Раздольненская				
Нижняя		Средняя		Верхняя		Нижняя		Верхняя			Нижняя	Верхняя	Алчанская		Партизанская		Раздольненская					
Ранне- ассикаев- ский		Позднеасси- каевский		Раннеалчанский			Позднеалчанский						Столбов- ской				Свита	Ком- плекс	Подком- плекс	Свита	Ком- плекс	
		Ранний		Поздний		Ран- ний	Сред- ний	Позд- ний	Ран- ний	Средний	Поздний					Свита	Ком- плекс	Подком- плекс	Свита	Ком- плекс		
Верхняя старосучанская		Северосучанская		Френцевская			Канга- узская		Романов- ская		Бровни- чанская		Дадань- шанская		Партизанская		Раздольненская					
	Поздний старосу- чанский	Ранний северосу- чанский	Поздний северосу- чанский	Френцевский			Канга- узский		Романов- ский		Бровни- чанский		Дадань- шанский		Алчанская		Партизанская		Раздольненская			
				Ранний		Позд- ний																
Липовецкая		Галенковская						Нерасчлененные отложения коркинской серии														
Ранне- липо- вецкий	Позднели- поецкий	Ранне- галенков- ский	Средне- галенков- ский				Поздне- гален- ковский		Ранне- коркин- ский													

mia dicksoniana и *Sequoia reichenbachii*, а в раннеассикаевском – *Birisia onychioides*.

С ранним подкомплексом (п/к) позднеассикаевского ФК сравнивается по таксономическому составу ранний северосучанский и раннегаленковский ФК. Общие виды для раннегаленковского и раннего п/к позднеассикаевского ФК – *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward, *Birisia onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl., *Dicksonia concinna* Heer, *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Nilssonia ex gr. brongniartii* (Mant.) Dunk., *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil. Однако в раннегаленковском ФК значительно участие представителей эволюционно продвинутых таксонов: *Birisia onychioides*, *Anemia dicksoniana* (Heer) Krassil., *A. asiatica* Vachr., *Teilhardia tenella* (Prym.) Krassil., *Leptopterophyllum pterophyloides* (Prym.) Krassil., *Ginkgo pluripartita* (Schimp.) Heer, *Dictyozamites cordatus* (Krysh.) Prym., *Nilssonia densinervis* (Font.) Berry, *Podozamites tenuinervis* Heer и *Torteyites dicksonioides* (Daws.) Bell. В раннем п/к позднеассикаевского ФК из них принимают участие только *Birisia onychioides* и *Torteyites dicksonioides*. Наблюдается сходство доминантов и субдоминантов: в раннем подкомплексе позднеассикаевского ФК это папоротники (47.1%) и цикадофиты (23.5%), в раннегаленковском ФК соответственно (30%) и (30%). Но участие хвойных в первом несколько больше (17.6%), чем во втором (13.5%). Также в раннегаленковском ФК принимают участие гинкговые (10%) и плауны (10%), в раннем п/к позднеассикаевского ФК они не встречены (рис. 2, 3). Для раннего северосучанского и раннего п/к позднеассикаевского ФК общими видами являются: *Gleichenites porsildii* Sew., *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward, *Birisia onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl., *Dicksonia concinna* Heer, *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Nilssonia ex gr. brongniartii* (Mant.) Dunk., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Podozamites ex gr. lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Athrotaxopsis expansa* Font. emend Berry. В сравниваемых ФК доминируют папоротники, но субдоминанты различны: в раннем п/к позднеассикаевского ФК это цикадофиты, а в раннем северосучанском – хвойные (рис. 2, 4). В последнем значительно участие эволюционно продвинутых таксонов родов: *Osmunda*, *Anemia*, *Birisia* (B. *alata*), *Coniopteryx* (C. *asplenioides*), *Nilssonia* (N. *canadensis*) и *Taxites*.

С поздним п/к позднеассикаевского ФК коррелируется среднегаленковский и поздний северосучанский ФК. Общие виды со среднегаленковским ФК: *Anemia dicksoniana* (Heer) Krassil., *Ruffordia goeppertii* (Dunk.) Sew., *Adiantopteris yuasensis* (Yabe) Krassil., *Birisia onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl., B. *alata* (Prym.) Samyl., *Dicksonia concinna* Heer, *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward, *Arctopteris cf. kolymensis* Samyl., *Lobifolia novopokrovskii* (Prym.) Rasskaz. et E. Lebed., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., C. *opposita* Prym., *Nilssonia ex gr.*

brongniartii (Mant.) Dunk., *Podozamites ex gr. lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Taxites brevifolius* (Font.) Samyl., *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *Athrotaxites berryi* Bell. Сходен также таксономический состав покрытосеменных родов *Sapindopsis*, *Laurophyllum*, *Dicotylophyllum*, *Nyssidium*, *Onoana*. Различия: в среднегаленковском ФК велико участие древних сосновых (*Pityophyllum ex gr. nordenkioldii* Heer), ногоплодниковых, подозамитовых (особенно *Podozamites tenuinervis* Heer) и мала роль таксодиевых *Athrotaxites berryi* и *Sequoia reichenbachii*, а в позднем п/к позднеассикаевского ФК, напротив, высоко участие таксодиевых, тогда как сосновые и подозамитовые редки, а ногоплодниковые не принимают участия. В сравниваемых ФК доминируют папоротники, субдоминанты – хвойные (рис. 2, 3). Общие виды с поздним северосучанским ФК: *Osmunda denticulata* Samyl., *Ruffordia goeppertii* (Dunk.) Sew., *Anemia dicksoniana* (Heer) Krassil., *Gleichenites porsildii* Sew., *Alsophilites nipponensis* (Oishi) Krassil., *Dicksonia concinna* Heer, *Birisia onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl., *Lobifolia novopokrovskii* (Prym.) Rasskaz. et E. Lebed., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Nilssonia ex gr. brongniartii* (Mant.) Dunk., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Podozamites ex gr. lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Taxites brevifolius* (Font.) Samyl., *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *Athrotaxites berryi* Bell, а из цветковых представители рода *Dicotylophyllum*. В обоих ФК доминируют папоротники и хвойные, им сопутствуют цикадофиты, появляются ранние цветковые (рис. 2, 4).

По таксономическому составу и соотношению основных групп растений с раннеалчанским ФК коррелируется ранний п/к френцевского ФК. Общие виды: *Osmunda denticulata* Samyl., *Ruffordia ex gr. goeppertii* (Dunk.) Sew., *Anemia dicksoniana* (Heer) Krassil., *Birisia onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl., *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward, *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Pterophyllum sutschense* Prym., *Nilssonia densinervis* (Font.) Berry, N. ex gr. *orientalis* Heer, *Podozamites ex gr. lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, S. *ambigua* Heer, *Athrotaxites berryi* Bell, *Athrotaxopsis expansa* Font. emend. Berry. В комплексах доминируют папоротники (37.5% к 39.1%) и хвойные (27.5% к 28.3%), не встречаются цветковые (рис. 2, 4).

С ранним п/к позднеалчанского ФК сопоставляется поздний п/к френцевского ФК. Их объединяют общие виды папоротников (*Osmunda denticulata* Samyl., *Birisia onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl. *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward, *Teilhardia tenella* (Prym.) Krassil.) и хвойных (*Podozamites tenuinervis* Heer, *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Athrotaxopsis expansa* Font. emend. Berry, *Brachyphyllum*

ex gr. *obesum* Heer и др.), а также участие покрытосеменных представителей родов: *Sapindopsis*, *Araliaephillum*, *Laurophillum*, *Sassafras*, *Dicotylophillum*. В ФК сходны доминанты – папоротники и субдоминанты – хвойные, которым сопутствуют покрытосеменные (рис. 2, 3). Различия незначительны: в позднем п/к френцевского ФК не принимают участия кейтониевые, цикадофиты и чекановские гинкговые редки, а в раннем п/к позднеалчанского ФК цикадофиты редки, а гинкговые не встречены.

С ранним и средним п/к позднеалчанского ФК по таксономическому составу коррелируется позднегаленковский ФК. Общие виды: *Osmunda denticulata* Samyl., *Ruffordia* ex gr. *goeppertii* (Dunk.) Sew., *Anemia dicksoniana* (Heer) Krassil., *Gleichenites porsildii* Sew., *Dicksonia concinna* Heer, *Birisia oerstedii* (Heer) E. Lebed., *Coniopteris aspleniooides* Kiritchk., *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward, *Arctopteris kolymensis* Samyl., *Eogymnocarpium aff. sinensis* Li et Yeh, *Eogymnocarpium* sp. B., *Teilhardia tenella* (Pryn.) Krassil., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Caytonia orientalis* Krassil., *Sagenopteris variabilis* (Velen.) Velen., *Neozamites verchojanensis* Vachr., *Pterophyllum sutschanense* Pryn., *P. burejense* Pryn., *Nilssonia* ex gr. *orientalis* Heer, *N. canadensis* Bell, *N. mediana* (Leck ex Bean MS) Fox-Strang., *N. ex gr. brongniartii* (Mant.) Dunk., *Ginkgo pluripartita* (Schimp.) Heer, *G. ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Podozamites* ex gr. *lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *P. tenuinervis* Heer, *Ptyolepis* sp. 1, *Taxites brevifolius* (Font.) Samyl., *T. acuminatus* (Krysht. et Pryn.) Volynets, *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *Athrotaxites berryi* Bell, *Athrotaxopsis expansa* Font. emend Berry и покрытосеменные роды *Sapindopsis*, *Araliaephillum*, *Laurophillum*. Во ФК доминируют папоротники. Необходимо отметить, что в среднем п/к позднеалчанского ФК встречены боченкообразные стволы *Cycadeoidea bikinensis* Krassil. и листья *Zamiophyllum ivanovii* (Krysht. et Pryn.) Krassil., а в позднегаленковском листья *Encephalartopsis vachrameevii* Volynets sp. nov. и “ложные стволы” папоротника Tempskya sp. Различия: в среднем п/к позднеалчанского ФК, кроме папоротников, доминируют также хвойные, а субдоминанты – покрытосеменные, а в позднегаленковском ФК субдоминанты – цикадофиты, а участие цветковых (3.5%) незначительно (рис. 2, 3).

Со средним п/к позднеалчанского ФК наиболее сходен кангаузский ФК. Общие виды: *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward, *Anemia dicksoniana* (Heer) Krassil., *Birisia alata* (Pryn.) Samyl., *B. onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl., *Gleichenites porsildii* Sew., *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward, *Teilhardia tenella* (Pryn.) Krassil., *Podozamites tenuinervis* Heer, *P. ex gr. lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *S. ambigua* Heer, *Athrotax-*

ites berryi Bell, *Sapindopsis variabilis* (Font.) Berry, *S. brevifolia* Font., *Sassafras* aff. *ussuriensis* Krassil., и представители родов: *Marchantites*, *Isoetites*, *Lycopodites*, *Equisetum*, *Osmunda*, *Anemia*, *Coniopteris*, *Sagenopteris*, *Dictyozamites*, *Pagiophyllum*, *Pityostrobus*, *Sequoia*, *Sphenolepis*, *Vitiphylum*, *Celastrophylum*, *Kenella*. Во ФК доминируют папоротники и хвойные, постоянны цветковые. Различия: таксономическое разнообразие среднего п/к позднеалчанского ФК в четыре раза превышает таковое в кангаузском. Однако в кангаузском ФК не принимают участия гинкговые и чекановские, а цикадофиты представлены только родом *Dictyozamites* (рис. 2, 4).

С поздним п/к позднеалчанского ФК сопоставляются раннекоркинский, романовский и бровничанский ФК. Общие виды с раннекоркинским ФК: *Anemia dicksoniana* (Heer) Krassil., *Coniopteris ex gr. arctica* (Pryn.) Samyl., *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* Heer., *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., среди цветковых представители рода *Dicotylophillum*. Различия: в позднем п/к позднеалчанского ФК значительно участие ксерофитных *Otozamites*, тогда как в раннекоркинском ФК они не встречены. В позднем п/к позднеалчанского ФК принимают участие представители сфенобайер, чекановских и псевдотореллий, которые не участвуют в раннекоркинском ФК. Кроме того: в позднем п/к позднеалчанского ФК доминируют покрытосеменные, субдоминанты – хвойные, велико участие цикадофитов и чекановских, а в раннекоркинском ФК – доминируют папоротники, субдоминанты – хвойные, а цветковые единичны (рис. 2, 3). Общие виды с романовским ФК: *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward. Во ФК значительно участие ксерофитных растений *Otozamites*. Различия: в романовском ФК не встречены представители сфенобайер, чекановских и псевдотореллий. Так же различны соотношения основных групп растений: в романовском ФК участие папоротников, цикадофитов и хвойных равное (по 23.1%), им уступают покрытосеменные (15.3%), тогда как в позднем п/к позднеалчанского ФК – доминируют покрытосеменные, субдоминанты – хвойные, им сопутствуют цикадофиты и чекановские гинкговые (рис. 2, 4).

Бровничанский ФК и поздний п/к позднеалчанского ФК объединяет участие в них ксерофитного растения *Otozamites* и папоротника *Anemia dicksoniana* (Heer) Krassil., а также представителей хвойных родов *Athrotaxopsis*, *Elatocladus*, *Taxites*, *Pityophyllum* и цветковых рода *Araliaephillum*. Различия: в бровничанском не встречены сфенобайеры, чекановские и псевдотореллии (рис. 2, 4), несколько выше разнообразие цветковых за счет *Araliaephillum obtusilobum* Font. и *Sericidiphyllum* aff. *sachalinensis* Krysht.

Со столбовским ФК по таксономическому составу сопоставляется даданьшанский ФК. В них доминируют покрытосеменные, особенно крупнолистные платаноиды. Общие виды: *Anemia dicksoniana* (Heer) Krassil., *Torreyaites cf. dicksonioides* (Daws.) Bell, *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, а также представители родов *Gleichenites*, *Cladophlebis*, *Ginkgo*, *Podozamites*, *Taxites*, *Brachyphllum*, *Elatocladus*, *Magnolia*, *Cissites*, *Araliaephylgium*, *Menispermites*. Соотношение основных групп растений во ФК сходно – в них доминируют покрытосеменные, субдоминанты – хвойные, которым сопутствуют папоротники. Различия выражаются в отсутствии в даданьшанском ФК цикадофитов (рис. 2, 4).

ВЫВОДЫ

1. В результате детального изучения растительных остатков из апт-сеноманских отложений установлен систематический состав флоры этого возрастного интервала. Выделены флористические комплексы: в Алчанской впадине пять – раннеассикаевский, позднеассикаевский с двумя п/к, раннеалчанский с тремя п/к, позднеалчанский с тремя п/к и столбовской; в Раздольненской впадине шесть – раннелиповецкий, позднелиповецкий, раннегаленковский, среднегаленковский, позднегаленковский, раннекоркинский; в Партизанской впадине восемь – поздний старосучанский, ранний северосучанский, поздний северосучанский, френцевский с двумя п/к, кангаузский,romanовский, бровничанский и даданьшанский (таблица).

2. Проведена корреляция изученных ФК, детализирован их возраст. За эталонные приняты ФК из разрезов Алчанской впадины, поскольку их возраст подтвержден фаунистическими остатками. Установлено: раннеассикаевский и раннелиповецкий ФК – ранний апт; позднелиповецкий и поздний старосучанский ФК – поздний апт-начало раннего альба; раннегаленковский, ранний северосучанский ФК – конец раннего альба; ранний п/к позднеассикаевского ФК, поздний п/к позднеассикаевского ФК, среднегаленковский, поздний северосучанский ФК – начало среднего альба; раннеалчанский ФК и ранний п/к френцевского ФК – конец среднего альба; ранний п/к позднеалчанского ФК и поздний п/к френцевского – начало позднего альба; средний п/к позднеалчанского, позднегаленковский и кангаузский ФК – средняя часть позднего альба; поздний п/к позднеалчанского ФК раннекоркинский и romanовский ФК – конец позднего альба; бровничанский ФК – конец позднего альба – ранний сеноман; столбовской и даданьшанский ФК – поздний сеноман.

3. Уточнен возраст некоторых стратиграфических подразделений: ассикаевская свита – апт – начало среднего альба; алчанская свита – конец среднего поздний альб; столбовская толща – се-

номан; липовецкая свита – апт – начало раннего альба; галенковская свита – конец раннего средняя часть позднего альба; нерасчлененные отложения коркинской серии – конец позднего альба – сеноман; верхняя часть старосучанской свиты – апт – начало раннего альба; северосучанская свита – ранний начало среднего альба; френцевская свита – конец среднего начало позднего альба; кангаузская свита – средняя часть позднего альба; романовская свита – конец позднего альба; бровничанская свита – конец позднего альба – ранний сеноман; даданьшанская свита – поздний сеноман.

4. Впервые изучены растительные остатки из нерасчлененных отложений коркинской серии в Раздольненской впадине. Установлено, что известная флора из бассейна р. З^я Каменка с *Aralia lucifera* (Криштофович, 1929; Красилов, 1967) происходит из кангаузской свиты.

Ниже приводятся описания двух новых видов и уточнено описание одного вида.

СЕМЕЙСТВО PTERIDACEAE

Род *Adiantopteris* Vassilevskaja, 1963

Adiantopteris grandis Vachrameev emend.
Volynets, emend. nov.

Табл. I, фиг. 1–4, 6.

Adiantopteris grandis: Вахрамеев, 1968, табл. IV, фиг. 2–4.

Голотип – кол. ГИН РАН, № 417–2.

Топотип – БПИ ДВО РАН, № 41/1, (табл. I, фиг. 1) юго-западное Приморье, ручей Болотный, бассейн р. Барабашевка; нижний мел, галёнковская свита.

Emended diagnosis. *Lamina foliage is umbraculiformis* (?). The leaves attachment are radial. Pinnules are flabelliformis. They are 35–70 mm long by 25–50 mm width. Lateral margin of pinnules thorn-teethed, upper margin compound, teeth-lobed. Venations flabellate dichotomous, of the acropetiolar is go out an initial vein that branched into three parts: two margin vein and moderate vein.

Уточненный диагноз. Форма листа зонтичная (?). Листья прикрепляются радиально. Перышки вееровидные. Длина перышек 35–79 мм, ширина 25–50 мм. Края перышек от шиповатозубчатых по боковым поверхностям до сложнозубчатых по верхнему краю. Жилкование веернодихотомическое, из основания черешка выходит первичная жилка, которая делится на три ветви: две краевые и среднюю.

Описание. В коллекции имеется отпечаток дважды перистого листа зонтичной (?) формы (табл. I, фиг. 2, 3). Его образуют два вееровидных пера, которые в свою очередь состоят из трех яйцевидных или обратнояйцевидных перышек. Толщина главного рахиса пера неизвестна. У перышек рахис прямой, широкий (до 2 мм) с желоб-

ком посередине. Длина рахиса у боковых перышек 5–10 мм. Перышки соединяются по три, где боковые ориентированы к рахису под углом 40–50°, среднее – 90°. Латеральные края перышек от широповатозубчатых в базальной части, до острозубчатых в средней и сложнозубчатых в верхней. Первые зубчики появляются в 5 мм от основания перышек (табл. I, фиг. 4, 6), в них входит по одной жилке. Шиповидные зубчики видны не на всех отпечатках, так как латеральные края подвернуты, погружены в породу или перекрыты соседними перышками. У верхнего края перышек количественно жилок в зубчиках по одной, в бухточках – две-три, тогда как в нижней части перышек жилки в бухточках отсутствуют. Основания перышек широко клиновидные. Длина черешков 5–15 мм, толщина до 2 мм. Из основания черешка выходит первичная жилка, которая делится на три ветви, две из которых отходят к латеральным краям, многократно дихотомируя, создавая основной фон жилкования в перышках, а средняя стремится вверх и дихотомирует очень редко в верхней части листа (табл. I, фиг. 4). Жилкование веерное, на 5 мм ширины перышка приходится 10 жилок в нижней и средней частях и 14–15 в верхней. Спороножение не известно.

Сравнение. От наиболее близкого вида *Adiantopteris sewardii* (Yabe) Vassilevskaja наш вид отличается: значительно большими размерами листовых пластинок, иной формой перышек (ширококлиновидной) и листа (зонтичная); зубчатостью латерального края перышек; более сложным жилкованием.

Распространение. Нижний мел (альб, галенковская свита), Раздольненская впадина.

Материал. 32 образца, № 41 (экз. 41/1 – 41/32), верховья руч. Болотного, левый борт, бассейн р. Барабашевка, юго-западное Приморье.

СЕМЕЙСТВО SCHIZAEACEAE

Род *Anemia* Swartz, 1806

Anemia sutschanica Volynets, sp. nov.

Табл. I, фиг. 5, 7; Табл. II, фиг. 1–8; Табл. III, фиг. 2.

Голотип – БПИ ДВО РАН, № 60/1, 60/2 (табл. II, фиг. 1, табл. III, фиг. 2). Ручей Олений, бассейн среднего течения р. Партизанская, юго-восточное Приморье; нижний мел, северосучанская свита.

Таблица I. Альбские папоротники Приморья.

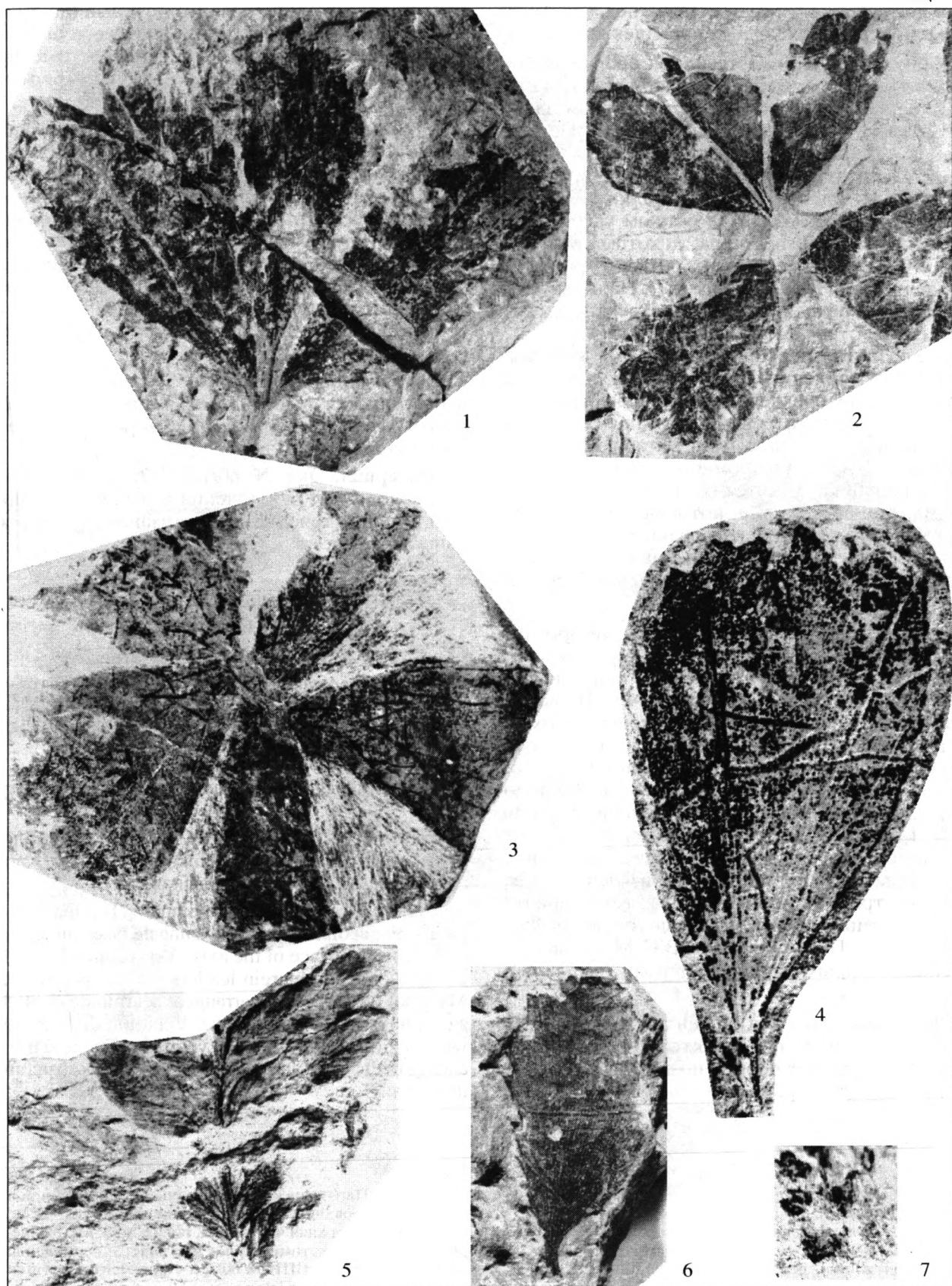
1–4, 6 – листья папоротника *Adiantopteris grandis* Vachrameev emend. Volynets, emend. nov. (1–4, 6 – бассейн р. Барабашевка, руч. Болотный): 1 – топотип, вееровидное перо, экз. БПИ № 41/1; 2, 3 – зонтичная (?) форма листьев папоротника; 2 – экз. БПИ № 41/2, 3 – экз. БПИ № 41/3; 4, 6 – фрагменты отдельных перышек: 4 – детали жилкования, экз. БПИ № 41/4 ($\times 1.5$), 6 – детали жилкования и зубчатость края перышка, экз. БПИ № 41/5; 5, 7 – фрагменты листьев папоротника *Anemia sutschanica* Volynets sp. nov. (5, 7 – бассейн р. Партизанская, междуречье ручьев Олений и Остроропковый): 5 – фрагмент нижней части листа, детали жилкования, экз. БПИ № 60/10 ($\times 1.5$); 7 – фрагмент спороносного перышка, экз. БПИ № 60/11 ($\times 10$).

Diagnosis. The leaf is bipinnate. Rachis winged, rounded, straight, about 3 mm thickness, with a long furrow in the middle. Towards the rachis pinnae are attachment intermediate, the triangularly shape. Pinnae alternate, linear-lanceolate, is attachment to the rachis with angle 45° and gradually narrowing to apex. Pinnules predominantly opposite or intimacy-opposite, asymmetrical, with eboracia-type of venation and rare anastomosis near of the rachis and mid-vein. The mid-vein in pinnules is normal. Fertile pinna is strongly reduced. The sources are arrangement into apical vein of the pinnules.

Диагноз. Листья дваждыперистые. Рахис окрыленный, круглый, прямой, около 3 мм толщины, с продольной бороздкой посередине. На рахисе пера имеются промежуточные перышки треугольной формы. Перья очередные, линейно-ланцетные, прикрепляются к рахису под углом 45° и постепенно сужаются к верхушке. Перышки преимущественно очередные иногда сближенно-очередные, асимметричные с эборационным типом жилкования и редкими анастомозами возле рахиса. Средняя жилка в перышках прослеживается по всей его длине. Фертильное перо сильно редуцировано. Сорусы располагаются на конечных жилках перышек.

Описание. В коллекции имеется более 50 образцов. Листья крупные, дваждыперистые (?). Рахис толстый – 3 мм, окрыленный, круглый, прямой, с продольным желобком посередине. На рахисе перьев сохранились промежуточные перышки треугольной формы (табл. II, фиг. 5). Перья линейно-ланцетные, очередные, реже сближенно-очередные, отходят от рахиса под углом 45°. Длина перьев 8–19 см., а ширина – 2–12 см. Их размеры зависят от положения на рахисе листа: в нижней части листа длина и ширина перьев больше чем в средней и в верхней. Перышки линейно-лентовидные, широколанцетные, треугольные. К рахису пера перышки прикрепляются в очередном (табл. II, фиг. 2, 5, 7) или сближенно-очередном (табл. II, фиг. 1, 3, 6; табл. III, фиг. 2) порядке под углом 35–40°. В верхней части пера перышки прикрепляются всем основанием, верхушки у них округлые, широкие (табл. II, фиг. 3, 6). Край перышек мелкозубчатый (пильчатый). Зубчики имеют прямые стороны и острые верхушки (табл. II, фиг. 4, 7). Длина зубчиков 1 мм, ширина – 2 мм. Зубчики разделены остроугольными синусами.

Таблица I



На многих отпечатках края перышек не видны из-за погруженности их в породу, подвернутости края или перекрытия одними перышек другими.

Жилкование несовершенное, эборационное. Средняя жилка четкая, слабоизвилистая или прямая, в перышко входит под острым углом ближе к базископическому краю, изгибаясь, занимает срединное положение у самой верхушки много-кратно (3–7) дихотомирует (табл. I, фиг. 5; табл. II, фиг. 4, 7). Базальные боковые жилки (1–5) кадромного ряда отходят под острым углом непосредственно от рахиса пера, дихотомируют 1–3 раза и отклоняются вниз от рахиса пера, т.е. в край перышка (табл. II, фиг. 1, 7). На некоторых перышках у средней жилки видны редкие анастомозы (табл. I, фиг. 5; табл. II, фиг. 1, 3, 4, 6). В наиболее развитых перышках, базальные жилки занимают обособленное положение и становятся равноценными средней, заполняя бифуркирующими жилками окрыленный рахис и нижнюю лопасть перышек (табл. I, фиг. 5; табл. II, фиг. 1). Базальная жилка анадромного ряда, выходя из рахиса перышка, делится от двух до шести раз. Иногда, боковые жилки, которые находятся рядом с рахисом, соединяются редкими анастомозами. Анастомозы образуют неравных размеров, неправильно-четырехугольные ячейки (табл. II, фиг. 4, 7).

Спороносные перья сильно редуцированы (табл. II, фиг. 8; табл. III, фиг. 2). Стержень листа прямой, сильный, несет очередные или сближенные-очередные перья под углом 40–45°. Перья линейно-ланцетные, постепенно сужены к верхушке, размером 60 × 20 мм. Их грубые, жесткие стержни несут до 14–16 пар перышек под углом 40°. Спорангии многочисленные, голые, расположены с двух сторон вдоль их конечных жилок (табл. I, фиг. 7). Детали строения сорусов и отдельных спорангии не сохранились. При химической обработке из спорангии извлечены бесцветные, треугольно-шиповатые, тетраэдрические трилетьные споры, которые очень быстро разрушались. По заключению В.С. Маркевич выделенные споры принадлежат роду *Anemia* сем. *Schizaeaceae*.

Сравнение. Этот вид сходен с *A. asiatica* Vachr. (Вахрамеев, 1959) по характеру прикрепления средних и конечных перьев, по общему типу жилкования внутри перышек и присутствию проме-

жуточных перышек на рахисе листа, но отличается от него несколько более короткими (до 50 мм) перышками, которые расширены к верхушке, некоторыми особенностями (редкое анастомозирование) жилкования, а также наличием фертильных перьев.

Описываемый вид близок к *A. dicksoniana* (Heer) Krassil. (Красилов, 1979) по форме спороносных листьев, расположению и строению сорусов и спорангии, по общим характерным признакам для стерильных листьев – трижды (дважды) перистое строение, окрыленный рахис, кадромное расположение низбегающих асимметричных перьев, эборационный тип жилкования; отличаются размерами листьев, количеством перышек на стержне пера, характером жилкования в приосновной части.

Распространение. Приморье, нижний мел, северосучанская и френцевская свиты Партизанского бассейна и восточного побережья Уссурийского залива.

Материал. Экз. № 60/1–60/62. Коренной выход, водораздел руч. Олений и руч. Остросопковый, среднее течение р. Партизанская, северосучанская свита.

ЦИКАДОФИТЫ, СБЛИЖАЕМЫЕ С ПОРЯДКОМ CYCADALES

Род *Encephalartopsis* Fontaine, 1899

Encephalartopsis vachrameevii Volynets, sp. nov.

Табл. III, фиг. 1, 3, 4.

Sphenoziomites sp.: Красилов, 1967, с. 152, табл. XLIII, фиг. 4–5.

Название. В честь палеоботаника В.А. Вахрамеева.

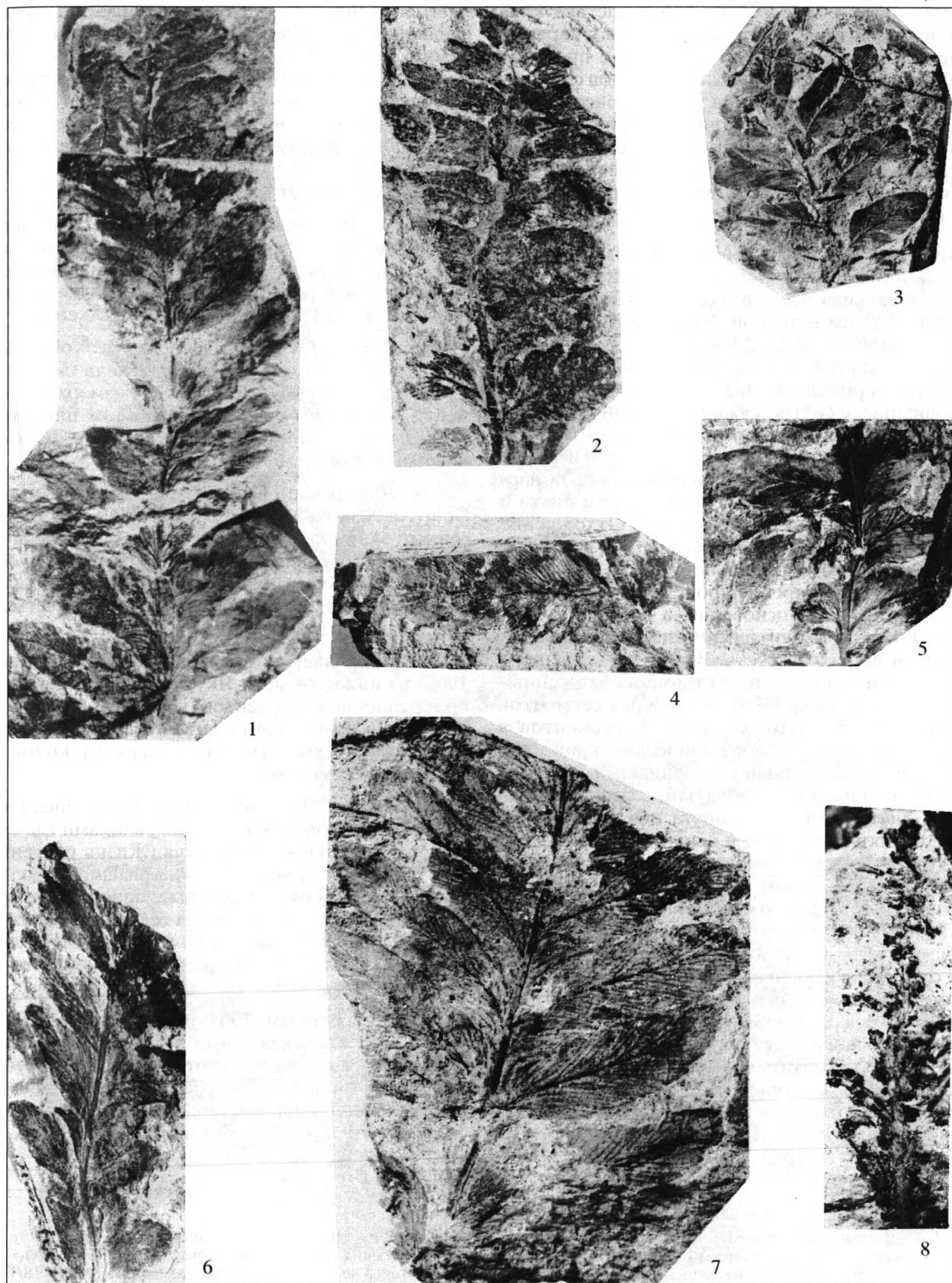
Голотип – БПИ ДВО РАН, № Т.В. 18/1 (табл. III, фиг. 1); Приморский край, южный берег оз. Ханка, нижний мел, альб, галенковская свита.

Diagnosis. The leaves are pinnate. The leaflets oblong, oblanceolate with horny cuneate base, attachment to the apical surface of the axis. Axis rounded with linear midvein. The margin leaflets are compound-teeth. Marginal teeth are wide-arranged, acuminate or attenuate, spinous teeth (thorniness). Venation dichotomous, with single anastomosis. The veins are clear and mostly ending in the teeth and tooth. The epidermis structure is unknown.

Таблица II. Альбские папоротники Приморья.

1–8 – листья папоротника *Anemia sutschanica* Volynets sp. nov. (бассейн р. Партизанская, междуречье ручьев Олений и Остросопковый): 1 – голотип, экз. БПИ № 60/1; 2 – средняя часть изолированного пера, показана форма перышек, характер прикрепления и детали жилкования, экз. БПИ № 60/2 (×1.5); 3 – верхняя часть пера, показано жилкование, экз. БПИ № 60/3; 4 – изолированное перышко редной части листа, показана дихотомия жилок и их анастомозирование у средней жилки, экз. БПИ № 60/4 (×1.5); 5 – фрагмент нижней части пера, экз. БПИ № 60/5; 6 – фрагмент верхушки пера, экз. БПИ № 60/6 (×2); 7 – фрагмент средней части пера, показана зубчатость края перышек и образование анастомоз в перышках у средней жилки, экз. БПИ № 60/7 (×2); 8 фрагмент спороносного пера, экз. БПИ № 60/8 (×2).

Таблица II



Диагноз. Листья перистые. Сегменты продолговатые, обратноланцетные с мозолистым клиновидным основанием, прикрепляются к верхней поверхности рахиса. Рахис округлый с продольной бороздой посередине. Край сегментов сложнозубчатый. Краевые зубчики широко расставленные, заостренные либо оттянутые, шиповидные. Жилкование дихотомирующее, с единичными анастомозами. Жилки четкие, оканчивающиеся в зубчиках или зубцах. Строение эпидермиса неизвестно.

Описание. В коллекции имеется 10 образцов листьев и более 20 отдельных сегментов. Голотип – дистальная часть листа около 100 мм длиной и до 100 мм шириной. Рахис прямой, округлый шириной от 1,5 до 2,5 мм, с четко выраженной продольной бороздкой по средине. Боковые сегменты продолговатые, обратноланцетные, лентовидные, с сильно суженными клиновидными основаниями, переходящими в мозолистое утолщение (1–1,5 мм). Они прикрепляются к верхней поверхности рахиса. Листорасположение попарно-сближенное в нижней и средней части листа и противопоставленное в дистальной. Отхождение сегментов от рахиса колеблется от 90° в нижней части листа до 50° в дистальной. Длина сегментов 50–60 мм. Их расширение происходит на расстоянии 1/5–1/6–1/10 от основания, а ширина колеблется от 4 до 12 мм, в зависимости от положения сегментов на рахисе листа. Верхушки сегментов сужены и заканчиваются четырьмя сближенными зубчиками (табл. III, фиг. 3). Края сегментов зубчатые, фестончато-зубчатые. У сегментов в нижней части листа базископический край фестончатый, осложненный шиловидными зубчиками, акроскопический – зубчатый, тогда как у сегментов дистальной части листа оба края зубчатые. Зубчики отогнутые и выступают на 2–4 мм над краем сегмента, широко, но неравномерно расставленные, сильно заостренные, шиловидно изогнутые, острые и располагаются на расстоянии 5–10 мм друг от друга. Краевые зубчики не всегда заметны из-за подворота или погружения края сегментов в горную породу. Жилкование дихотомирующее, с редкими анастомозами у базископического края сегментов. Жилки толстые, четкие. Из основания сегмента выходит три жилки, которые образуют пучки акроскопического, среднего и базископического края сегмента. Жилкование базископического края сегмента часто дихотомирующее. В каждый зубчик входит

отдельная жилка. Краевые жилки иногда соединяются единичными анастомозами. Жилкование средней части сегмента имеет разреженную дихотомию, жилки преимущественно прямые, параллельные. Жилкование акроскопического края – выходящая из основания сегмента жилка первый раз дихотомирует через 3 мм, потом через 5 мм, далее более разреженно. Все жилки заканчиваются в зубцах или зубчиках. На ширину сегмента 6 мм приходится от 8 до 12 жилок.

Другие экземпляры (табл. III, фиг. 4) дают представление о средней части листа, где все сегменты имеют фестончато-зубчатый нижний край, очередное прикрепление к рахису и более расширенные верхушки. Кутикула не обнаружена.

Сравнение. От *Encephalartopsis nervosa* Font. (Fontaine, 1899, р. 174) из нижнего мела Северной Америки отличается формой и размерами сегментов, меньшим числом жилок на их ширину и анастомозированием жилок только в нижней краевой части сегментов.

От *Encephalartopsis vassilevskaja* Krassil., Golov. et Nesson (Красилов и др., 1990, с. 213) описанный экземпляр отличается формой и величиной сегментов, разреженным расположением сегментов на рахисе, иным жилкованием, меньшим числом жилок, выходящих из основания сегментов, а также отсутствием фитолеймы.

От *Encephalartites leihziggii* Vachr. (Вахрамеев, 1962) из нижнего мела Якутии отличается иным прикреплением сегментов к рахису, более зауженными основаниями сегментов и их размерами, формой сегментов, иным выходом жилок из основания сегментов.

Замечания. По морфологии листа описанный вид близок с современными саговниками *Encephalartos*, *Zamia*, *Dioon* и *Bowenia* (Жизнь растений, т. 4, с. 273, рис. 164). Так у *Encephalartos*, *Dioon* и *Bowenia* листья имеют краевые шиловидные зубчики, характер прикрепления сегментов совпадает с *Encephalartos*, *Zamia* и *Bowenia*, а у *Dioon* листья прикрепляются к желобкам верхней поверхности рахиса.

В.А. Красиловым (1967) из нижнего мела Приморья (галенковская свита, д. Константиновка) описан *Sphenozaemites* sp., который не имеет существенных отличий от *Encephalartopsis vachrameevii*. В нашей коллекции имеются такие же или очень близкие отпечатки из местонахождения у д. Кон-

Таблица III. Альбские папоротники и цикадофиты Приморья.

1, 3, 4 – листья цикадофита *Encephalartopsis vachrameevii* Volynets sp. nov. (береговые обнажения юго-западной части оз. Ханка): 1 – голотип, перистый лист, экз. БПИ № Т.В. 18/1; 3 – фрагмент средней части перистого листа (см. голотип), показано прикрепление сегментов, детали жилкования и зубчатость верхушек сегментов, экз. БПИ № Т.В. 18/1 (×2); 4 – средняя часть перистых листьев, экз. БПИ № Т.В. 18/2; 2 – *Anemia sutschanica* Volynets sp. nov. (бассейн р. Партизанская, междуречье ручьев Олений и Остросопковый): спороносный лист, экз. БПИ № 60/9.

Таблица III



стантиновка, которые вероятнее всего принадлежат вышеописанному виду.

Распространение. Приморье, нижний мел, галенковская свита.

Материал. Южный берег оз. Ханка, западная окраина пос. Камень Рыболов, галенковская свита (экз. Т.В-18/1-45); д. Константиновка, галенковская свита (экз. Т.В-560/1-4).

Автор благодарит С.И. Неволину за консультации при определении систематической принадлежности растительных остатков покрытосеменных и предоставленные к просмотру коллекции из столбовской толщи и даданьшанской свиты; С.А. Шорохову за переданные для изучения коллекции с меловой флорой и ценные советы; геологов ППСЭ А.В. Олейникова, В.Ф. Лушникова, Г.Л. Амельченко, А.Н. Найденко, Б.Л. Кабанова, В.Н. Оковитого и других за помощь в сборах ископаемых растительных остатков (1983–2002 годах) и обсуждение проблем стратиграфии меловых отложений Приморья; руководство ППСЭ за возможность изучения всех палеоботанических материалов, хранящихся в коллекционной и камнехранилище экспедиции; В.С. Маркевич за обсуждение проблем корреляции меловых отложений юга Дальнего Востока и помощь в подготовке статьи. Фотографии сделаны К.П. Новиковой (БПИ) и Г.И. Петровой (БИН).

Работа выполнена по Программам Президиума РАН: “Научные основы сохранения биоразнообразия России” (проект № 04-1-П12-009) и “Про-

исхождение и эволюция биосферы” (проект № 04-1-П25-053).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вахрамеев В.А. Нижнемеловые растения оз. Ханка (Приморье) // Ботан. журн. 1959. Т. 44. № 7. С. 997–1000.
- Вахрамеев В.А. Новые раннемеловые цикадофиты Якутии // Палеонтол. журн. 1962. № 3. С. 123–129.
- Вахрамеев В.А. Новые мезозойские папоротники // Растения мезозоя. М.: Наука, 1968. С. 7–16.
- Жизнь растений. Мхи, плауны, хвощи, папоротники, голосеменные растения. Т. 4 / Ред. Грушвицкий И.В., Жилин С.Г. М.: Наука, 1978. 447 с.
- Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука. 1967, 364 с.
- Красилов В.А. Меловая флора Сахалина. М.: Наука. 1979, 183 с.
- Красилов В.А., Головнева Л.Б., Несов Л.А. Цикадофит из местонахождений позднемеловых динозавров в Северной Коряки // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 213–215.
- Криштофович А.Н. Открытие древнейших двудольных покрытосеменных и эквивалентов потомакских слоев на Сучане в Уссурийском крае // Изв. Геол. ком. 1929. Т. 48, № 9. С. 113–124.
- Fontaine W. M. The Potomac Younger Mesozoic Flora // US Geol. Surv. Monograph. 1899. V. 15. P. 1–377.

Рецензенты А.Б. Герман,
В.С. Маркевич, М.А. Ахметьев

УДК 551.781.51.782.1(470.62/67)

К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ГРАНИЦЫ ОЛИГОЦЕНА И МИОЦЕНА НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ (В ЗАЩИТУ КАВКАЗСКОГО РЕГИОЯРУСА)

© 2006 г. Е. В. Белуженко*, Е. И. Коваленко**

*Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие “Кавказгеолсъемка”, Ессентуки

**Северо-Кавказская региональная межведомственная стратиграфическая комиссия, Ессентуки

Поступила в редакцию 31.01.2005 г.

Рассматривается вопрос о границе олигоцена и миоцена (палеогеновой и неогеновой систем) на Северном Кавказе и, в связи с этим, стратиграфическое положение алкунской свиты и кавказского регионаряуса в геологических разрезах майкопских отложений, прежде всего по рекам Белая и Кубань. Приводятся аргументы в защиту кавказского регионаряуса и оспаривается необходимость выделения вместо него караджалгинского регионаряуса. Рассматривается стратиграфическое значение алкунской свиты – регионального реперного горизонта, который прослеживается по многим разрезам Северного Кавказа. С учетом данных по наннопланктону, диноцистам, фораминиферам, а также литологических особенностей отложений, обосновывается приуроченность границы олигоцена и миоцена по р. Белой к алкунской свите.

Ключевые слова. Граница олигоцена – миоцена, кавказский регионаряус, майкопские отложения, алкунская свита, Северный Кавказ, наннопланктон, диноцисты, фораминиферы.

ВВЕДЕНИЕ

Установление границы между палеогеном и неогеном всегда являлось одной из самых сложных и неоднозначно решаемых проблем стратиграфии кайнозойских отложений Северного Кавказа. Положение границы неоднократно изменялось с течением времени (Стратиграфия СССР..., 1975, 1986). В последнее время, в первую очередь благодаря изучению комплексов наннопланктона и органикостенного фитопланктона (диноцист), положение этой границы в разрезах Северного Кавказа наметилось более определенно (Ахметьев et al., 1995; Запорожец, 1998; Ахметьев, Беньяновский, 2003; Невесская и др., 2003, 2004).

В “Объяснительной записке” к “Унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России”, утвержденной бюро межведомственного стратиграфического комитета (МСК) России 12 апреля 2002 г., кавказский регионаряус (горизонт) рассматривается в основании миоцена, а алкунская свита – в основании этого регионаряуса (Невесская и др., 2003, 2004). В то же время в тексте записи высказывается предположение о возможности отнесения нижней части кавказского регионаряуса к олигоцену. На “Региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Скифской плиты и российского сектора Большого Кавказа”, утвержденной бюро МСК России в 2000 г. (Ахметьев, Беньяновский,

2003), в верхней части олигоцена выделяется баталпашинская свита или ее аналоги, подстилающие алкунскую свиту. Таким образом, в обеих утвержденных схемах, хотя и условно, граница между олигоценом и миоценом на Северном Кавказе проведена по подошве алкунской свиты или ее аналогов.

В “Объяснительной записке...” (Невесская и др., 2004) приведено “Особое мнение” московских геологов, известных специалистов по стратиграфии отложений олигоцена – нижнего миоцена (М.А. Ахметьев, Н.И. Запорожец, С.В. Попов, А.С. Столяров). В нем они подвергают сомнению принадлежность отложений кавказского регионаряуса в стратотипическом разрезе по р. Кубани (и в ряде других разрезов) к миоцену, а также высказывают мнение о необходимости замены кавказского регионаряуса караджалгинским. По их мнению, “...кавказский регионаряус в том объеме, в котором он предлагался его авторами, ...не соответствует какому-либо заметному этапу развития Восточного Паратетиса: его аналоги крайне трудно выделить и проследить даже в пределах стратотипической области Предкавказья. Кроме того, он был выделен как аналог аквитана, а основания для такого заключения крайне слабы. Дальнейшее изучение показывает, что, по крайней мере, нижняя его часть имеет олигоценовый возраст” (Невесская и др., 2004, с. 67–68).

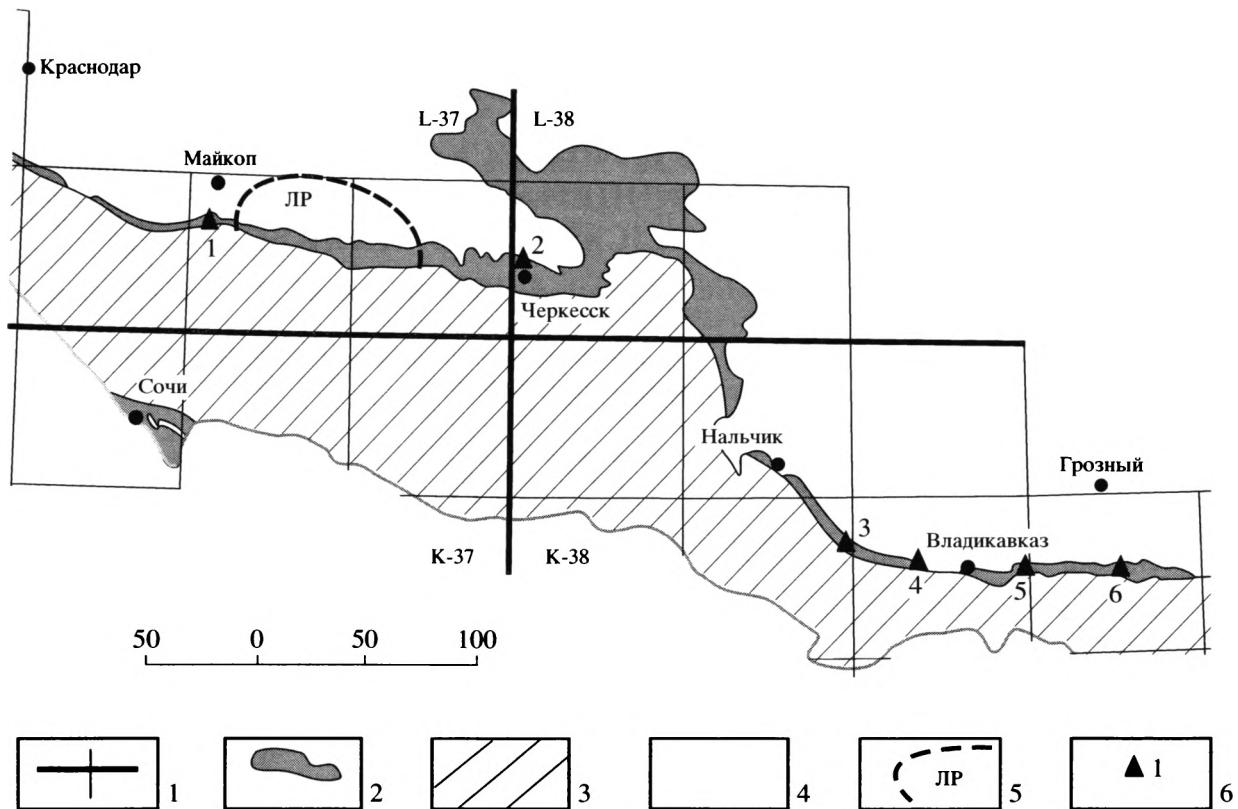


Рис. 1. Схема распространения олигоценовых-нижнемиоценовых (майкопских) отложений на Северном Кавказе.
 1 – границы листов геологических карт Кавказской серии 200000 масштаба (тонкие линии) и 1000000 масштаба (жирные линии; L-37, L-38, K-37, K-38 – номенклатуры листов); 2–4 – распространение олигоценовых-нижнемиоценовых (майкопских) отложений: 2 – выходы на поверхность, 3 – площади отсутствия, 4 – площади распространения, перекрытые более молодыми отложениями; 5 – границы Лабинского района; 6 – места описания разрезов алкунской свиты по рекам: 1 – Белая, 2 – Кубань, 3 – Урух, 4 – Фиагдон, 5 – Асса (Алкун), 6 – Аргун.

Предложение о выделении караджалгинского горизонта (региояруса) впервые было приведено в более ранней работе авторов “Особого мнения” (Попов и др., 1993). В этой работе они нижнюю часть разреза кавказского региояруса (алкунскую и зеленчукскую свиты) относят к олигоцену (калмыцкий региоярус) и только караджалгинскую свиту считают миоценовой, выделяя ее в качестве самостоятельного региояруса. При этом, как совершенно справедливо отмечают Л.А. Невесская и др. (2003, с. 6): «Отказ от кавказского региояруса авторами калмыцкого и караджалгинского региоярусов в указанной работе не обосновывается, и даже само название “кавказский региоярус” не упоминается. Это кажется странным и не вполне корректным, тем более, что сопоставляемый с кавказским эгерский региоярус Западного Паратетиса имеет такое же спорное положение: низы его относятся к верхнему олигоцену, а верхи – к нижнему миоцену...».

В “Особом мнении” приведены положения, на которых основана критика кавказского региояруса (Невесская и др., 2004, с. 67–68). Поскольку

наши аргументы в его защиту в этой записке не были изложены, мы их приводим в данной статье, а также обосновываем нашу позицию имеющимися фактами, анализируем и критикуем аргументы наших оппонентов.

КАВКАЗСКИЙ РЕГИОЯРУС (АРГУМЕНТЫ В ЗАЩИТУ)

Кавказский региоярус был предложен А.К. Богдановичем, М.В. Муратовым, М.Ф. Носовским, Л.С. Тер-Григорьянц (Невесская и др., 1975). Стратотипический разрез региояруса был описан М.Ф. Носовским и А.К. Богдановичем по р. Кубань ниже г. Черкесска (рис. 1), где к нему отнесены алкунская свита, зеленчукская свита с септариевыми слоями в основании и нижняя половина караджалгинской свиты. Они составляют среднюю часть майкопской серии и представлены, в основном, глинистыми неизвестковыми отложениями. Опорный разрез региояруса описан по скважине Новопокровская-4, пробуренной в более мелководной области, на северном склоне Ставропольского свода (Носовский, Богданович, 1980). Не-

которые претензии по отношению к кавказскому региоярусу, высказанные авторами “Особого мнения”, трудно оспорить. К ним относится, в частности, трудность прослеживания в реальных разрезах его верхней границы. Однако то же самое можно сказать и по отношению к другим региоярусам нижнего миоцена – сакараульскому и коцахурскому. Прослеживание этих региоярусов в разрезах всего Северного Кавказа и Предкавказья также очень сложно из-за редкости находок микрофауны (фораминифер), слабой изученности наннопланктона и органикостенного фитопланктона и практически полного отсутствия находок макрофауны. То же самое, причем в большей степени, можно сказать и о предлагаемом караджалгинском “региоярусе”.

Караджалгинский региоярус авторами “Особого мнения” выделяется на основе горизонта, предложенного К.А. Прокоповым (1937б). Первоначально он был назван К.А. Прокоповым “глинисто-сидеритовым горизонтом”, а впоследствии – караджалгинской свитой. Стратотип описан им по р. Кубань ниже г. Черкесска, а назван горизонт по р. Караджалга – левому притоку р. Кубани. Необходимо подчеркнуть, что сам К.А. Прокопов не придавал термину “горизонт” регионального значения. Более того, выделяя “горизонты” по долинам рек Кубань и Малый Зеленчук, он предполагал при этом, что “... признаки отдельных горизонтов, их свойства, мощность, характер слагающих пород могут видоизменяться, конечно, по простирации, и мы это, несомненно, будем наблюдать при дальнейших исследованиях” (Прокопов, 1937б, с. 19). Все его “горизонты” впоследствии рассматривались как местные подразделения – свиты, выделенные для конкретного района – Центрального Предкавказья (Стратиграфия СССР..., 1986). Литологически караджалгинская свита трудноотличима от вышележащей ольгинской свиты (такие же неизвестковистые глины без сидеритовых конкреций). К тому же это отличие часто отсутствует в разрезах соседних районов. Это отмечал еще В.Н. Буряк (1965, с. 352): “Литологические признаки, положенные в основу выделения в верхнем майкопе отдельных свит, являются весьма нечеткими и не выдерживаются по площади”. Фаунистически караджалгинская свита в стратотипическом разрезе по р. Кубани охарактеризована слабо. Здесь присутствует лишь обедненный комплекс фораминифер (Буряк, 1965). Диноцисты же, “...единственная перспективная для этого разреза и интервала группа...”, как справедливо отмечают авторы “Особого мнения” (Невесская, 2004, с. 67), по р. Кубани остаются не изученными. Таким образом, ни литологически, ни фаунистически караджалгинский региоярус, который авторы “Особого мнения” предполагают поместить в основании неогена Северного Кавказа, не имеет характер-

ных признаков и четко выраженных границ в предполагаемом стратотипическом районе (бассейн р. Кубань).

Кавказский же региоярус имеет в своем основании надежный и хорошо литологически и фаунистически выраженный региональный реперный горизонт – алкунскую свиту, которая прослежена по многим разрезам майкопских отложений Северного Кавказа на протяжении нескольких сотен километров от р. Белой на западе до р. Аргун на востоке (рис. 1, 2). Более того, она отмечена еще восточнее на р. Сулак (Дмитриева и др., 1959); а на западе, в районе г. Анапы, сопоставляется с одновозрастной глинисто-мелинитовой толщей (Невесская и др., 2004). Стратотип алкунской свиты (первоначально “горизонта”) описан К.А. Прокоповым по р. Алкун (левый приток р. Асса), (Прокопов, 1937а). О стратиграфическом значении алкунской свиты (горизонта) подробно сказано в работе кавказских геологов Р.Г. Дмитриевой и др. (1959), откуда и позаимствован рис. 2, который мы с некоторыми дополнениями приводим в данной статье. Повсеместно алкунская свита представлена чередованием неизвестковистых и известковистых глин с включениями уплощенных конкреций мергелей и доломитизированных известняков (мощностью до 0,3 м). В последних обнаружены отпечатки бурых водорослей – цистозир (Дмитриева и др., 1959). Впоследствии было подтверждено наличие алкунского горизонта (свиты) во многих разрезах Западного и Центрального Предкавказья, как надежного регионального репера в майкопских отложениях (Буряк, 1965; Носовский, Богданович, 1980; Стратиграфия СССР..., 1975; 1986). Одним из таких разрезов является разрез майкопских отложений по р. Белой (рис. 2, 3).

РАЗРЕЗ МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО р. БЕЛОЙ

В 1995 г. на р. Белой была проведена международная геологическая экскурсия, посвященная майкопским отложениям (Akhetiev et al., 1995). При составлении разреза майкопских отложений, приведенного в путеводителе к экскурсии, в основу были положены материалы А.С. Столярова, проводившего там исследования в 70-е годы (Запорожец, 1998). К сожалению, авторами путеводителя (Akhetiev et al., 1995) не были в полной мере учтены опубликованные работы по стратиграфии майкопских отложений данного района (Коротков, 1936; Дмитриева, 1959; Стратиграфия СССР..., 1975; Богданович, Бурк, 1986), а также материалы геологической съемки масштаба 1 : 50000, проведенной в этом районе Центральной геологической съемочной экспедицией (г. Ессентуки) в 1980–1984 гг. (Коваленко, Мельников и др., 1984 г.). Поэтому интерпретация разреза майкопских отложений

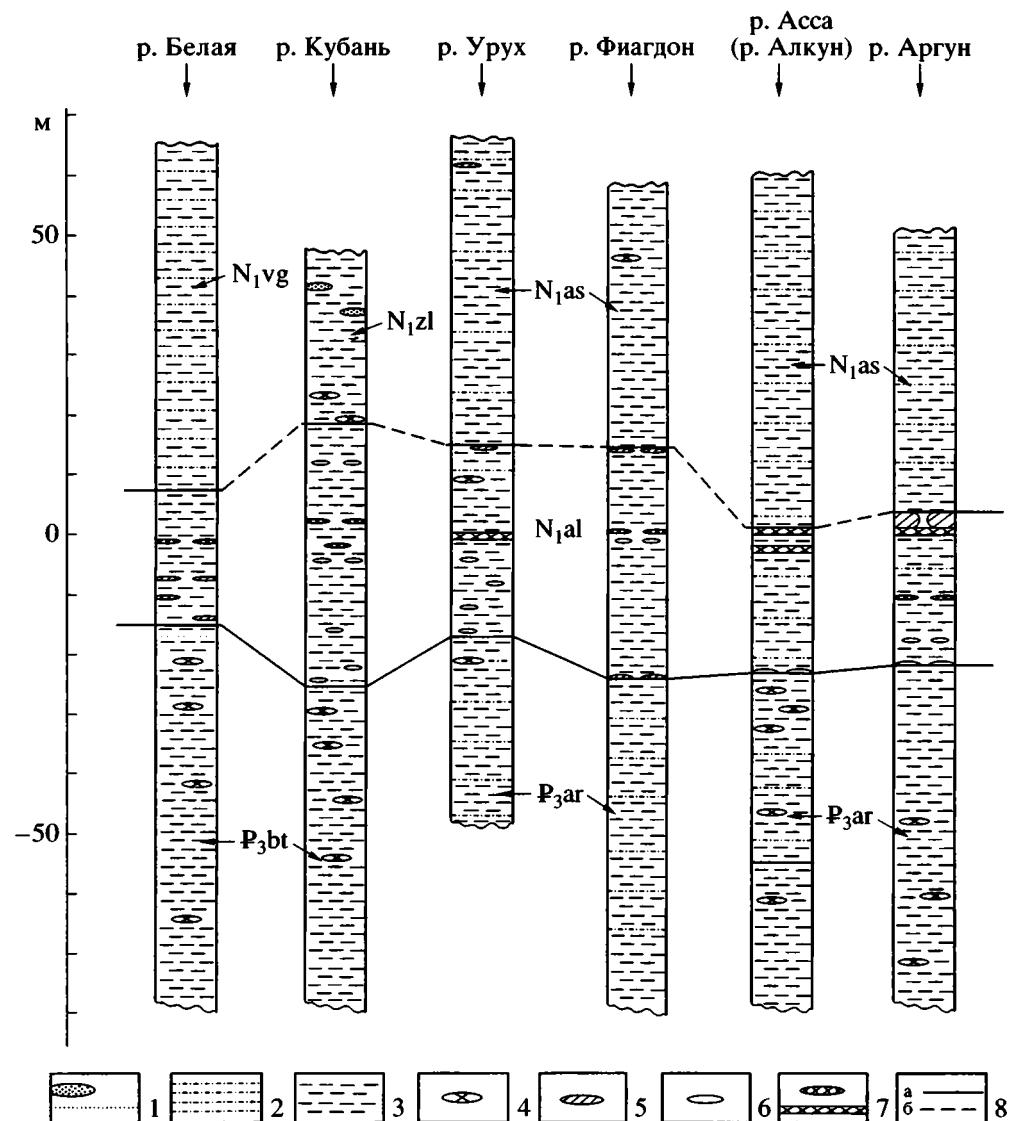


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов алкунской свиты на Северном Кавказе (по Дмитриевой и др., 1959; с изменениями и дополнениями авторов).

1 – линзы и прослой песков; 2 – алевриты; 3 – глины; 4–6 – конкреции: 4 – септариевые, 5 – мергелистые, 6 – сидеритовые; 7 – линзы и пласти доломитизированных известняков; 8 – границы алкунской свиты: а – нижняя, б – верхняя.

Геологические индексы свит: P_3 bt – баталпашинская; P_3 аг – аргунская; N_1 al – алкунская; N_1 vg – восковогорская; N_1 zl – зеленчукская; N_1 as – ассинская.

(выше хадумской свиты) по р. Белой авторами данной статьи, основанная на работах кавказских геологов и своих собственных полевых наблюдениях, во многом не совпадает с той, которая приведена в путеводителе к геологической экскурсии по р. Белой (Akhmetieva et al., 1995), а также в статье Н.И. Запорожец (1998).

Прежде всего, мы не согласны с нашими оппонентами в том, что по р. Белой в неогеновой части майкопского разреза выделены местные стратиграфические подразделения Центрально-Предкавказской зоны, т.е. свиты (“горизонты”), выде-

ленные К.И. Прокоповым (1937б) в стратотипических разрезах по р. Кубани – “септариевая”, зеленчукская, караджалгинская, ольгинская и рицевская. По р. Белой еще С.Т. Коротковым и В.А. Гроссгеймом в середине прошлого века выше хадумской выделены следующие свиты: абадзехская, алкунская, восковогорская и “глинисто-сидеритовая” (Стратиграфия СССР..., 1975; Богданович, Буряк, 1986). Впоследствии было установлено, что абадзехская свита, стратотип которой описан по р. Белой в районе ст. Абадзехской, по своему литологическому составу и стратигра-

фическому положению является аналогом баталпашинской свиты и поэтому в стратиграфической схеме данного района показана именно последняя (Невесская и др., 2004). Таким образом, баталпашинская свита прослеживается с Центрального Предкавказья (р. Кубань). Хадумская и алкунская свиты в разрезах Западного Кавказа прослежены с Восточного Кавказа.

Вышележащие миоценовые свиты по р. Белой прослеживаются уже не с востока, а с запада. Это восковогорская и “глинисто-сидеритовая” свиты, стратотипы которых описаны С.Т. Коротковым в районе горы Восковой, на междуречье Пшиш-Пшеха, в 30–40 км западнее р. Белой (Коротков, 1936). Именно такое деление майкопских отложений по р. Белой приведено в последних монографических работах (Стратиграфия СССР..., 1975; Богданович, Буряк, 1986). Попытки разделить нижнемиоценовый майкоп по р. Белой на свиты, выделенные в Центральном Предкавказье, представляются нам в настоящее время искусственными и неубедительными. Более того, даже проведение границы между восковогорской и “глинисто-сидеритовой” свитами по р. Белой по литологическим признакам вызывает затруднения – из-за однообразия разреза и плохой обнаженности. При подготовке к изданию “Госгеолкарты-200” листа L-37-XXXV (второе издание) мы вынуждены были показать на карте эти свиты как неразделенные (рис. 3), (Карсаков и др., в печати). Протягивание в этот район пяти миоценовых свит с Кубани через весьма своеобразный в литологическом и генетическом отношении Лабинский марганцево-рудный район, на расстояние более 100 км от своих стратотипов, с нашей точки зрения, явно неоправданно (рис. 1). Подробнее об этом сказано в недавней работе авторов данной статьи (Белуженко, Коваленко, 2005).

Попутно отметить, что отсутствие верхней части разреза майкопских отложений по р. Белой (“рицевской” свиты), о котором пишет в своей статье Н.И. Запорожец (1998), также вызывает у нас сомнения. Во всяком случае, по нашим наблюдениям, тарханский регионарус по р. Белой, вблизи устья б. Семиколенной, залегает на верхнемайкопских отложениях без видимых следов перерыва. К тому же в верхах глинисто-сидеритовой свиты по р. Белой обнаружены единичные фораминиферы – *Saccammina zugamakensis* Bogd. (Богданович, Буряк, 1986), которые характерны для верхней части майкопских отложений.

Но главное противоречие заключается в том, что нашими оппонентами фактически “пропущена” алкунская свита в разрезе по р. Белой. В статье Н.И. Запорожец (1998), основанной на данных путеводителя к экскурсии, по р. Белой выше баталпашинской свиты выделяется “септариевая свита”, которую автор сопоставляет с алкунской

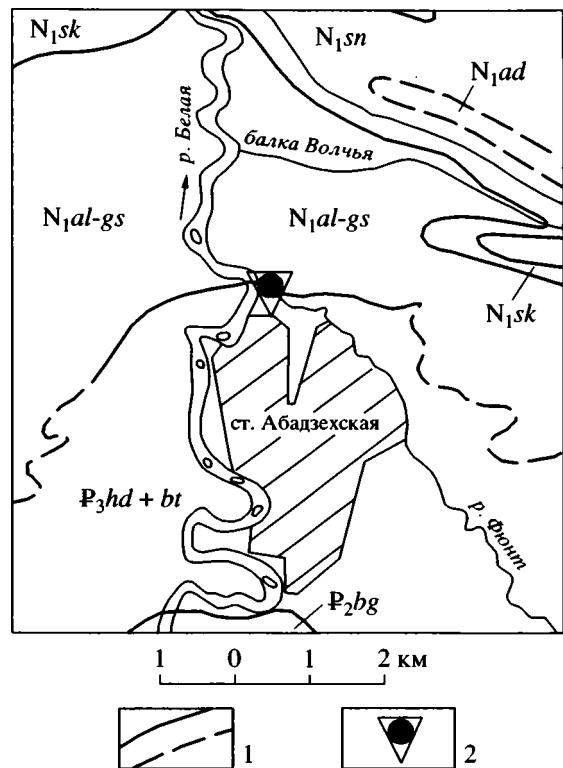


Рис. 3. Схема распространения олигоценовых-нижнемиоценовых (майкопских) отложений по р. Белой (фрагмент геологической карты листа L-37-XXXV; по Корсакову и др., в печати).

1 – геологические границы (достоверные и предполагаемые); 2 – местоположение опорного разреза алкунской свиты. Геологические индексы: $P_2 bg$ – белоглинская свита; $P_3 hd + bt$ – хадумская и баталпашинская свиты объединенные; $N_1 al-gs$ – алкунская, восковогорская и глинисто-сидеритовая свиты нерасчлененные; свиты: $N_1 sk$ – семиколенная; $N_1 sn$ – шунгурская; $N_1 ad$ – адыгейская.

и зеленчукской свитами Центрально-Предкавказского района. Но сама алкунская свита в разрезе четко не обособляется, хотя имеет для этого все основания. Более того, такое сопоставление предполагает наличие алкунской свиты в нижней части “септариевой свиты” наших оппонентов. Очевидно, что такая интерпретация разреза связана с тем, что в качестве “реперных” горизонтов в разрезе по р. Белой авторами “Особого мнения” были приняты так называемые “септариевые слои” и “зеленчукские” пески. Р.Г. Дмитриевой и др. (1959) было весьма убедительно показано, что септариевые конкреции в разрезе майкопских отложений по р. Белой встречаются не в нижней части восковогорской свиты (нижняя часть которой сопоставляется по возрасту с зеленчукской свитой кубанского разреза), а в верхней части абадзехской (ныне – баталпашинской) свиты. Более того, в этой же работе показано, что септариевые

конкремции в разрезах майкопских отложений по рекам Северного Кавказа встречаются как выше алкунской свиты, так и ниже (притом ниже – значительно чаще), (рис. 2). Таким образом, налинию септариевых конкреций в разрезе майкопских отложений нельзя, очевидно, придавать стратиграфическое значение. В работе "Стратиграфия СССР..., 1986" "септариевые слои", хотя и выделяются выше алкунской свиты, тем не менее, им не придается статус свиты и подчеркивается их не повсеместное распространение. В конкретном описании разреза по р. Белой об этих слоях не упоминается (Богданович, Буряк, 1986).

Что же касается так называемых "зеленчукских" песков по р. Белой, то напомним, что речь идет о незначительном по мощности (до 1 м) прослойе мелкозернистых песков, обнажающихся по левому борту р. Белой на ст. Абадзехской вблизи моста (так называемая гора Лысая), (Запорожец, 1998), т.е. расположенных стратиграфически ниже, чем алкунская свита (Дмитриева и др., 1959). По нашему мнению, эти пески представляют собой небольшие фрагменты (линзовидные прослои) якунькинской свиты, выклинивающейся к западу от района своего распространения по рекам Фарс и Якунька, в 30–40 км восточнее р. Белой. Якунькинская свита выделена в пределах Лабинского района (рис. 1) и представляет собой песчано-алевритовые отложения древней дельты, врезанной в верхнюю часть баталпашинской свиты. Эти отложения известны с давних пор, поскольку к ним приурочены проявления марганца. Свита, вероятно, имеет позднеолигоценовый возраст (Белуженко, Коваленко, 2005). С нашей точки зрения логичнее сопоставлять разрезы майкопских отложений по соседним рекам (Белая и Фарс), чем "протягивать" зеленчукскую свиту от р. Кубани к р. Белой через многие десятки километров, основываясь на таком ненадежном репере, как прослой песка мощностью менее 1 м.

По нашим представлениям, основанным на данных многих кавказских геологов и собственных исследованиях, по р. Белой алкунская свита обнажена в обрывах правого берега р. Фионт в его приусадебной части и прослежена вверх по его течению на протяжении около 250–300 м от устья (рис. 3). Породы майкопской серии падают здесь в северном, северо-западном направлениях, имея углы падения до 5–10°. Таким образом, алкунская свита расположена стратиграфически выше слоев с септариями и прослоем песков на г. Лысой, входящими в состав баталпашинской свиты, т.е. выше "септариевой" свиты наших оппонентов (ее кровлю они проводят по самому верхнему прослою септариий). В отложениях алкунской свиты и выше ее в отложениях восковогорской свиты септари не отмечены (рис. 2). Алкунская свита имеет видимую мощность 22–23 м и представлена переслаиванием некарбонатных и сильно карбонат-

ных глин (не менее трех прослоев мощностью каждый до 1 м) с прослойями уплощенных конкреций и доломитизированных известняков. В последних найдены отпечатки цистозир. В глинах обнаружены многочисленные фораминиферы *Bolivina ex gr. Plicatella* *Cushm.*, *Uvigerinella ex gr. californica* *Cushm.*, *Virgulinella* sp. и др., а также единичные птероподы (Дмитриева и др., 1959). Стратиграфически ниже алкунской свиты обнажается баталпашинская свита, содержащая в своей верхней части прослои септариевых конкреций диаметром до 1 м и толщиной до 0.3 м, а также прослой песков, обнажающийся на горе Лысой. Септарины отмечены в обнажениях верхней части баталпашинской свиты по рекам Фионт и Белой выше по течению от устья р. Фионт, а также прослеживаются на этом участке в русле этих рек. Наши полевыми исследованиями 1999–2000 годов в очередной раз подтверждена правильность данной точки зрения по разрезу майкопских отложений р. Белой.

Мы полностью согласны с авторами "Особого мнения" по поводу географического положения границы палеогена – неогена по р. Белой: "...по разрезу р. Белой, ... у нижней окраины станицы Абадзехской выше впадения руч. Фионт получены однозначные данные о положении границы олигоцена и миоцена (Akhetetiev et al., 1995), основанные на распределении двух планктонных групп – диноцист (Запорожец, 1998) и наннопланктона (данные Я. Крховского)" (Невесская и др., 2004, с. 67–68). Далее там же сказано: "Литологически эта граница приурочена к верхам толщи с карбонатными конкрециями выше песчаной пачки, которую мы сопоставляем с зеленчукскими песками. Выше идут чистые тонкослоистые бескарбонатные глины, которые мы считаем низами караджалгинской свиты". Против такого сопоставления мы решительно возражаем, так как оно, с нашей точки зрения, является неверным и сильно запутывает стратиграфию данного района. Авторы "Особого мнения" указывают на то же самое место в разрезе и на местности, но привязывают его к свитам кубанского разреза.

Таким образом, мы не согласны со свитным расчленением разреза по р. Белой и не выделили алкунской свиты в данном разрезе. По нашему мнению, стратиграфические построения без применения алкунской свиты лишены надежной основы. Различная интерпретации разреза по р. Белой региональными геологами и авторами "Особого мнения" как обстоятельство, встречающееся в геологической практике довольно часто, не вызвало бы особой реакции с нашей стороны, если бы оно не послужило одним из аргументов для обоснования "Особого мнения" против кавказского регионаряуса и положения границы систем на всем Северном Кавказе.

О ВОЗРАСТЕ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛКУНСКОЙ СВИТЫ

Теперь коснемся вопроса о возрасте органических остатков в отложениях алкунской свиты. А.С. Андреева-Григорович (1977) относила комплекс наннопланктона из стратотипа (по р. Кубани) нижней части кавказского региона (алкунская свита) к верхам олигоцена (зона NP25). При этом сами авторы региона утверждают, что комплекс наннопланктона, определенный ими, не содержит характерных зональных видов ни верхнего олигоцена, ни миоцена. В то же время, как отмечают авторы: ...Э. Мартини, любезно ознакомившись с составом наннопланктона алкунской свиты, высказался в пользу индексами данного комплекса переходной зоны NP25–NN1" (Носовский, Богданович, 1980, с. 6–8). Что же касается скважины Новопокровская № 4, по которой описан опорный разрез кавказского региона, то в этой скважине часть керна не поднята и отложения алкунской свиты достоверно не установлены. Выделение кавказского региона здесь проведено по характерным фораминиферам и моллюскам. В нижней части это *Bolivina goudkoffi* Rankin и полигалиевые моллюски, а верхней – *Uvigerinella californica* Cushman. и моллюски *Cerastoderma helmerseni* Iijina (Носовский, Богданович, 1980). Авторы кавказского региона справедливо отмечают: "В отложениях типовых разрезов кавказского региона встречены некоторые виды – *Bolivina goudkoffi* Rankin, *Uvigerinella californica* Cushman. – и даже один род (*Virgulinella*), появление или расцвет которых связаны именно с нижним отделом миоцена" (Носовский, Богданович, 1980, с. 6). Отметим, что слои с *Bolivina goudkoffi* Rankin повсеместно выделяются Л.С. Тер-Григорьянц по керну скважин в основании миоцена на Ставрополье (Стратиграфия СССР..., 1986). Наличие в нижней части этого разреза региона диноцист олигоцена (виды рода *Chilogteridium*, в том числе *Ch. partispinatum*), о котором упоминают авторы "Особого мнения" (Невесская и др., 2004), безусловно, требует объяснения. Однако этот факт, полученный в одном разрезе, требует тщательной проверки и, сам по себе, не может являться основанием неправомерности выделения "кавказия".

В разрезе р. Белой у северной окраины станицы Абадзехской, выше впадения р. Фюнт, определен переходной комплекс наннопланктона от зоны NP25 к зоне NN1 (Akhetmetiev et al., 1995). Также получены данные о границе олигоцена и миоцена, основанные на распределении диноцист (Запорожец, 1998). Таким образом, данные по обоим комплексам по р. Белой вполне однозначны. Как уже было отмечено выше, по нашему мнению, граница систем приурочена к алкунской свите,

скорее всего, к ее нижней части (рис. 2, 3). Другими опубликованными данными о положении границы на Северном Кавказе мы не располагаем.

Несколько слов о "переходности" фауны. При изменении среды обитания изменяются виды живых организмов. Если условия обитания изменяются постепенно, то не наблюдается массовой гибели одних организмов и быстрого появления других. В связи с этим, вероятно, правильнее говорить о смешанном комплексе наннопланктона, а не переходном. Решающее значение, очевидно, имеет все-таки появление новых видов, а не исчезновение старых. В этом вопросе можно опереться на "Дополнения к Стратиграфическому кодексу". Там отмечено: "если первичный маркер – это определенный вид, то первое появление, как правило, более надежно, чем событие вымирания..." (Дополнения к Стратиграфическому..., 2000, с. 16). В связи с этим "переходный" комплекс наннопланктона от зоны NP25 к зоне NN1 можно интерпретировать как смешанный и предполагать, что миоцен начинается именно с первого появления новых видов, т.е. с подошвы комплекса. Или хотя бы проводить границу в средней части переходного комплекса.

Теперь коснемся литологических особенностей отложений алкунской свиты. В ней снова, впервые после хадумских отложений, отмечаются сильно известковистые глины, прослои и линзы мергелей и известняков среди неизвестковистых глин майкопских отложений. Эта свита прослежена на большое расстояние от Восточного Предкавказья до р. Белой (рис. 1, 2) и даже западнее – до горы Восковой (Коротков, 1936; Стратиграфия СССР..., 1986). По нашему мнению, кардальгинская свита не может "конкурировать" по своей значимости, распространенности и характерности с алкунской свитой, как литологически, так и фаунистически. Во всяком случае, при проведении геологического картирования использование такого реперного горизонта как алкунская свита в качестве стратиграфической границы региона более логично,rationально и понятно для геологов-практиков.

По нашему мнению, произошедшее вблизи границы палеогена и неогена геологические события на Северном Кавказе литологически проявляются в появлении прослоев сильно известковистых пород (глин, мергелей и доломитизированных известняков) среди неизвестковистых. Выше алкунской свиты майкопские глины повсеместно неизвестковисты. Таким образом, алкунская свита отражает последний "всплеск" известковистости в майкопских отложениях. По литологическому составу она является своеобразным аналогом хадумской свиты, только в гораздо меньшем масштабе.

ВЫВОДЫ

1. Авторы “Особого мнения”, приведенного в “Объяснительной записке к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России”, недостаточно обоснованно, по нашему мнению, выступили с критикой кавказского регионаряуса. При интерпретации разреза по р. Белой ими допущены ошибки, связанные с игнорированием данных кавказских геологов о стратиграфическом делении майкопских отложений, наличия и положении алкунской свиты.

2. Алкунская свита представляет собой надежный региональный репер, прослеживаемый по многим разрезам на большей части Северного Кавказа, в том числе по рекам Белая и Кубань. Учитывая данные по нанопланктону, диноцистам, фораминиферам и литологии отложений, граница олигоцена и миоцена по р. Белой приурочена к алкунской свите (скорее всего, к ее нижней части).

3. По нашему мнению, в настоящее время нельзя отказываться от кавказского регионаряуса. Даже если в дальнейшем будет доказано, что самая нижняя его часть относится к олигоцену, оснований для замены его на караджалгинский пока явно недостаточно. В настоящее время кавказский регионаряус является единственным из регионаряусов неогена Восточного Паратетиса, стратотип которого расположен на территории России и, следовательно, свободно доступен для изучения российскими геологами. Для решения вопроса о возможной замене кавказского регионаряуса на караджалгинский, необходимо продолжение изучения их разрезов, как по самой Кубани вблизи г. Черкесска, так и по притокам Кубани в данном районе, а также разрезам других рек Северного Кавказа. Вопрос можно будет решить только после получения однозначных и проверенных данных по всему комплексу органических остатков, а также с учетом палеомагнитных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреева-Григорович А.С. Зональное деление неогеновых отложений Центрального и Восточного Паратетиса по нанопланктону // Материалы XI конгресса КБГА. Киев: Наукова думка, 1977. С. 6–7.

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

Белуженко Е.В., Коваленко Е.И. Верхнеолигоценовые и нижнемиоценовые отложения междуречья Белая–Лаба–Уруп (Северный Кавказ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 2. С. 60–67.

Богданович А.К., Буряк В.Н. Передовой прогиб Западного Предкавказья // Стратиграфия СССР. Неогеновая система. 1 полутом. М.: Недра, 1986. С. 151–172.

Буряк В.Н. О стратиграфическом подразделении неогеновых отложений Западного Предкавказья // Фауна, стратиграфия и литология мезозойских и кайнозойских отложений Краснодарского края / Тр. Краснодарского филиала ВНИИнефть. 1965. Вып. 16. С. 351–381.

Дмитриева Р.Г., Сомов В.Д., Богданович А.К. Алкунский горизонт и его стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 8. С. 87–99.

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.

Запорожец Н.И. Палиностратиграфия и зональное расчленение по диноцистам среднезооценовых – нижнемиоценовых отложений р. Белой (Северо-Западное Предкавказье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 7. № 2. С. 61–78.

Коротков С.Т. Геологические исследования в полосе майкопских отложений Нефтяно-Хадыженского района // Тр. Нефтяного геологоразведочного института. М.: Изд-во Горно-топливной литературы. 1936. 23 с.

Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист L-37-XXXV (Майкоп). Объяснительная записка // В печати.

Невесская Л.А., Богданович А.К., Вялов О.С. и др. Ярусная шкала неогеновых отложений Юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 2. С. 104–120.

Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. О стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 2. С. 3–27.

Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России. М.: Палеонтологический ин-т РАН. 2004. 83 с.

Носовский М.Ф., Богданович А.К. Кавказский регионаряус нижнего миоцена Восточного Паратетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетровского ун-та, 1980. С. 3–8.

Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. и др. История Восточного Паратетиса в позднем эоцене – раннем миоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 6. С. 10–39.

Прокопов К.А. Алкун-Ассинский район (Ингушетия, Северный Кавказ) // Тр. Грознефти. 1937а. Вып. 5. С. 27–73.

Прокопов К.А. Материалы по геологии Ставрополья и Сулимовского района // Тр. Грознефти. 1937б. Вып. 8. 62 с.

Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. 524 с.

Стратиграфия СССР. Неогеновая система (полутом 1). М.: Недра, 1986. 420 с.

Akhmetiev M.A., Popov S.V., Krhovsky J. et al. Excursion guidebook. Paleontology and stratigraphy of the Eocene – Miocene sections of the Western Pre-Caucasia. M.–Krasnodar–Majkop, 1995. 18 p.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК (092):55

ПАМЯТИ КИРИЛЛЫ ИВАНОВНЫ КУЗНЕЦОВОЙ (1929–2005)



28 июня 2005 г. скоропостижно ушла из жизни известный микропалеонтолог и прекрасный человек, главный научный сотрудник Геологического института РАН, доктор геолого-минералогических наук Кирилла Ивановна Кузнецова. Кирилла Ивановна была блестящим исследователем, великолепным оратором, внимательным и чутким другом, строгим и отзывчивым коллегой. Она признана ведущим специалистом в области микропалеонтологии и стратиграфии юрской системы. К.И. Кузнецова добилась огромных успехов в изучении фораминифер и стратиграфии юрской системы разных регионов мира, ею было опубликовано около 200 статей и 6 монографий. Работы Кириллы Ивановны получили широкую мировую известность и с успехом используются учениками и последователями, как в России, так и за рубежом. Поправками, вносимыми ею в систематику фораминифер, незамедлительно пользовались специалисты из разных стран и они тут же становились классическими, попадая в крупнейшие отечественные и зарубежные справочники по фораминиферам. Огромная научная интуиция и

кропотливость исследований Кириллы Ивановны делали ее работы востребованными и понятными настолько, что многие зарубежные специалисты, не зная ее лично, называли в ее честь новые группы фораминифер. Много труда, сил и времени Кирилла Ивановна уделяла развитию микропалеонтологических исследований в России. Долгие годы она успешно руководила Российской комиссией по микропалеонтологии и Московской ассоциацией микропалеонтологов при МОИП. Большое научное значение имело активное участие Кириллы Ивановны в составе Международной рабочей группы по границе юры и мела. Кирилла Ивановна принимала активное участие в работе редакционной коллегии журнала "Стратиграфия. Геологическая корреляция". Многие научные сборники и монографии, редактором которых она была, оказались очень удачными, благодаря доброжелательным и полезным советам, высказанным ею при подготовке рукописей к печати.

Кирилла Ивановна родилась 14 июня 1929 г. в семье геологов в экспедиции на Кавказе. Ее отец Иван Георгиевич был сотрудником Геологического комитета, мама Елизавета Владимировна преподавала общую геологию и географию в Ленинградском педагогическом институте. Детство К.И. Кузнецовой прошло в одном из прекраснейших уголков Васильевского острова – на набережной Макарова. Этот район в ту пору был местом "компактного проживания" потомственных геологических семей и вообще научной интелигенции, составлявшей основной круг общения родителей.

В 1952 г. Кирилла Ивановна окончила Геологический факультет Московского государственного университета по кафедре палеонтологии. Первые годы научной жизни она работала в Гидропроекте, где требовались специалисты – микропалеонтологи для обеспечения палеонтологического обоснования стратиграфии, преимущественно мезозойских отложений при масштабном строительстве гидротехнических сооружений в стране и, в первую очередь, на Волге. Поскольку собственной научной базы в Гидропроекте в ту пору не было, а результаты требовались срочно, Кириллу Ивановну прикомандировали к Лаборатории микропалеонтологии Геологического института АН СССР, в которой она, спустя шесть лет, поступила в 1957 г. в аспирантуру. В дальней-

шем вся ее трудовая деятельность связана с Геологическим институтом Академии наук, где она прошла путь от аспирантки до главного научного сотрудника. Здесь, в Лаборатории микропалеонтологии, возглавляемой профессором Д.М. Раузер-Черноусовой, и отделе стратиграфии, руководимом академиком В.В. Меннером, Кирилла Ивановна нашла свое призвание. Через всю жизнь К.И. Кузнецова пронесла благодарное отношение к своим первым учителям, о которых вспоминала с большим уважением и теплотой.

Основу будущей кандидатской диссертации, защищенной К.И. Кузнецовой в 1961 г., составили материалы масштабного бурения скважин, развернувшегося по всей территории Советского Союза. Кирилла Ивановна изучила и описала богатейшие комплексы фораминифер из юрских отложений Поволжья. К 1978 г. ею было завершено обобщение материала по стратиграфии и палеобиогеографии юры Бореального пояса по фораминиферам и защищена докторская диссертация. Итоги исследований, проведенных К.И. Кузнецовой, относятся к числу крупных результатов в области стратиграфии мезозойских отложений Восточной Европы.

Конец 1970-х и 1980-е годы были временами активной и плодотворной деятельности рабочей группы по юрским фораминиферам, организованной рядом совещаний и коллоквиумов в городах Москве, Вильнюсе, Тбилиси, Саратове, Грозном, Махачкале, Краснодаре. Неизменным участником и организатором их являлась Кирилла Ивановна. Опубликованные по этим материалам монографии и сборники статей являются и сегодня опорой микропалеонтологических и стратиграфических исследований по юре европейской части России.

В последующие годы К.И. Кузнецова сфокусировала свои исследования на стратиграфии юрских отложений Ближнего Востока, где по межправительственному соглашению с Сирией в течение 5 лет (1986–1991 гг.) проводилось изучение юры, завершившееся разработкой первой зональной схемы юрских отложений Восточного Средиземноморья по фораминиферам и публикацией монографии, изданной в Англии в 1996 г. Исследования К.И. Кузнецовой внесли существенный вклад в познание стратиграфии и геологического строения Ближнего Востока.

В 1990-е годы научные интересы Кириллы Ивановны были связаны с изучением планктонных и бентосных мезозойских фораминифер Крыма. Она являлась научным руководителем темы “Эволюция морской микробиоты и геологическая среда в юрском и меловом периодах: взаимосвязь и независимость процессов”. Особое внимание уделялось анализу разнообразия фораминифер в позднем триасе и ранней юре тетических и бореальных акваторий с целью выяснения особенностей их преобразования на рубеже триаса и юры.

Стиль работы Кириллы Ивановны характеризовался глубоким проникновением во все проблемы, которыми она занималась. Богатейший материал, собранный ею в течение нескольких десятилетий при изучении юры разных палеобиогеографических надобластей Панбореальной до Тетис-Панталасса, позволил К.И. Кузнецовой не только разработать биостратиграфические схемы юры по фораминиферам, но и внести существенный вклад в познание эволюции этой группы ископаемых организмов: морфологии, систематики и филогении.

Кирилла Ивановна была на редкость отзывчивым человеком, всегда готовым откликнуться и помочь неизменно добрым, мудрым и тактичным советом. Природа наделила ее замечательным даром человеческого участия, душевной теплоты и заинтересованности в успехах и судьбах коллег. Всю свою жизнь она оставалась цельной и независимой личностью, с обостренной ответственностью, невероятным трудолюбием и редко встречающимся теперь глубоким чувством долга. Высокий профессионализм и яркие личностные качества делали общение с ней интересным и запоминающимся.

Кирилла Ивановна была интеллигентным и духовно разносторонним человеком, хорошо знаяшим и горячо любившим русскую и мировую культуру и искусство, откликавшимся на разнообразные явления жизни. Верность духовным ценностям и традициям русской интеллигенции была существенной составляющей ее личности.

Неожиданный уход из жизни К.И. Кузнецовой явился для всех ее знатных сильным ударом, ее кончина – большая утрата для науки, ее друзей и коллег, невосполнимая потеря для всех, кто общался с ней по работе и в жизни. Мы навсегда запомним ее как блестящего исследователя, прекрасного организатора и замечательного человека.

Доброй памятью Кирилле Ивановне Кузнецовой будет наше стремление проводить глубокие, оригинальные и востребованные обществом исследования, оставаясь честными, доброжелательными и благородными людьми.

Геологический институт РАН,
Редколлегия и редакция журнала
“Стратиграфия. Геологическая корреляция”,
Палеонтологическое общество России,
Российская комиссия по микропалеонтологии,
Друзья и коллеги

ЕВГЕНИЙ ВИКТОРОВИЧ ДЕВЯТКИН (1932–2004)



3 ноября 2004 г. ушел из жизни Евгений Викторович Девяткин – геолог, один из старейших сотрудников Геологического института Российской академии наук, заведующий лабораторией стратиграфии четвертичного периода, доктор геолого-минералогических наук, ученый, хорошо известный своими работами по геологии кайнозоя Внутренней Азии.

Евгений Викторович родился 12 сентября 1932 г. в Москве. В 1955 г. окончил Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова и начал работать в качестве геолога в экспедиции треста “Аэрогеология”. Сразу после университетских аудиторий он с увлечением работал на геологической съемке в Южной Сибири и Алтае. С 1959 по 1963 гг. учился в аспирантуре Геологического института. После успешной защиты кандидатской диссертации “Кайнозойские отложения и новейшая тектоника Юго-Восточного Алтая” был принят в Геологический институт.

Диссертационная работа показала большую самостоятельность молодого исследователя в решении сложных проблем кайнозойской геологии мало изученного региона, каким был в ту пору Алтай. Любовь Евгения Викторовича к горам и равнинам Внутренней Азии, зародившись в начале его творческого пути, сохранилась на все последующие годы.

С 1964 г. Е.В. Девяткин начинает работать в Монголии. Вначале это были первые выезды на полевые работы, а с 1967 г. – многолетние комплексные исследования в составе Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции. Здесь проявились его организаторские способности и научные интересы. Основное внимание он уделял изучению региональной стратиграфии, неотектоники, истории развития рельефа, корреляции геологических событий. Е.В. Девяткин написал десятки статей по этой тематике, он член авторских коллективов целого ряда карт и монографий по геологии Монголии. В 1974 г. правительством Монголии он был награжден медалью 50-летия МНР, а в 1982 г. Президиум АН СССР за монографию “Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии” присудил Е.В. Девяткину вместе с М.С. Нагибиной и В.И. Коваленко премию им. В.А. Обручева, которая присуждается за выдающиеся исследования по геологии Азии.

Написание и защита в 1979 г. докторской диссертации на тему “Кайнозой Внутренней Азии: стратиграфия, геохронология, корреляция” были логичным продолжением исследований Евгения Викторовича. В 1982 г. эта работа была опубликована в виде монографии. Этот труд включил огромный геологический материал, собранный автором в течение многих полевых сезонов. Он был не одинок в своих исследованиях, ему постоянно помогали его друзья и коллеги – Е.Л. Дмитриева, В.С. Зажигин, В.И. Жегалло, Е.Н. Курочкин, И.Г. Лискун, В.Э. Мурзаева, Е.К. Сычевская, В.Ф. Шувалов и многие другие, кто всегда готов был поделиться с ним своим опытом и знаниями. Большая заслуга Е.В. Девяткина состояла в том, что ему удалось получить новые геохронологические, палеомагнитные и биостратиграфические данные по разрезам континентальных кайнозойских отложений Монголии. Это потребовало изучения всех известных и вновь открытых местонахождений фауны млекопитающих и геологической

привязки абсолютных датировок по базальтам к фаунистическим горизонтам. Таким образом, была создана основа стратиграфического расчленения кайнозоя Монголии. Биостратиграфические горизонты, геохронологические уровни по базальтам и палеомагнитные реперы послужили базисом для широких межрегиональных корреляций.

С большим интересом и даже научным азартом он занимался палеогеографическими реконструкциями, особенно палеоклиматическими и палеоэкологическими, связанными с историей развития древнего человека и становлением первобытной культуры, а также расшифровкой плювиальных и аридных климатических фаз, оставивших глубокий след в истории формирования рельефа, палеорастительности и фауны обширных пустынных областей Монголии. Изучение сложных геологических объектов Монголии требовало разностороннего подхода и Е.В. Девяткин широко использовал все методы для получения достоверной информации о неотектоническом развитии

горных сооружений и впадин, формировании горнодолинного оледенения, палеогидросети и озерных котловин. В своих исследованиях Е.В. Девяткин опирался на свои полевые наблюдения и последовательно отстаивал свои научные взгляды.

Свой научный опыт и знания Евгений Викторович всегда готов был передать друзьям и коллегам. Он был отзывчивым человеком, всегда готовым прийти на помощь. Его дом был открыт для друзей и коллег. Жизнелюбие и активность помогали ему быстро находить общий язык с разными людьми. Евгений Викторович, будучи увлеченным и серьезным ученым-исследователем, был романтиком, что проявлялось в его стихах и отношениях с близкими друзьями. Светлая память о Евгении Викторовиче останется в наших сердцах, а его работы еще долго будут служить ориентирами в науке о Земле.

Коллеги, друзья и родные

Сдано в набор 29.11.2005 г.

Цифровая печать

Усл. печ. л. 16.0

Тираж 247 экз.

Подписано к печати 30.01.2006 г.

Усл. кр.-отт. 4.1 тыс.

Зак. 1217

Формат бумаги 60 × 88^{1/8}

Уч.-изд. л. 16.0

Бум. л. 8.0

**УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ
ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”**

Подписка на академические журналы издательства “Наука” во II полугодии 2006 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в I полугодии 2006 г., – по ценам Объединенного Каталога Прессы России “Подписка-2006” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются государственным научно-исследовательским организациям Российской академии наук, а также их сотрудникам. В связи с недостаточностью бюджетного финансирования подписка для других учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях.

Индивидуальные подписчики академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам, **предъявив служебное удостоверение**. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу “Один специалист – одна подписка”.

Коллективные подписчики академических организаций, перечисленные выше, для оформления своего заказа должны будут направить в издательство “Наука” надлежащие оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО “Агентство по распространению средств массовой информации” (АРСМИ).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек **академических организаций** (БАН, БЕН), могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на II полугодие 2006 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АРСМИ при предыдущем оформлении подписки.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков будут приниматься только с печатью организации (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов издательства “Наука”, имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117997, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по Вашему адресу.

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
 Агрохимия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал*
 Алгебра и анализ
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембранны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Ботанический журнал
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкоznания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геологиярудных месторождений*
 Геомагнетизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дискретная математика
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Записки Российского минералогического общества
 Защита металлов*
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия АН. Механика жидкости и газа
 Известия АН. Механика твердого тела
 Известия АН. Серия биологическая*
 Известия АН. Серия географическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Серия математическая
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Известия русского географического общества
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Латинская Америка
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 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
- Научная книга
 Научное приборостроение
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Паразитология
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Природа
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиоэкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Растительные ресурсы
 Российская археология
 Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
 Русская литература
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 США. Канада. Экономика - политика - культура
 Теоретическая и математическая физика
 Теоретические основы химической технологии*
 Теория вероятностей и ее применение
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
 Успехи математических наук
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли*
 Физика и техника полупроводников*
 Физика и химия стекла*
 Физика металлов и металловедение*
 Физика плазмы*
 Физика твердого тела*
 Физиология растений*
 Физиология человека*
 Функциональный анализ и его применение
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Цитология
 Человек
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*

* Журнал издается МАИК "Наука/Интерperiодика" на английском языке