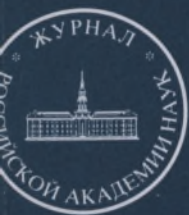


ISSN 0869-592X

Том 13, Номер 2

Март - Апрель 2005



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



<http://www.maik.ru>



“НАУКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 13 № 2 2005 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. Бибилова, А. Б. Герман, Ю. Б. Гладенков,
А. И. Жамойда, В. А. Захаров (ответственный секретарь),
К. И. Кузнецова, М. Г. Леонов, Л. А. Невеская,
А. Г. Пономаренко, А. Ю. Розанов,
М. А. Семихатов (заместитель главного редактора),
М. А. Федонкин, В. Е. Хаин, 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
Издательство “Наука”**

© Российская академия наук, 2005 г.
© Редколлегия журнала “Стратиграфия.
Геологическая корреляция”
(составитель), 2005 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Том 13, номер 2, 2005

Вулканиды в свекофеннидах Приладожья и результаты U-Pb, Pb-Pb датирования пород разного генезиса как основа для корреляции свекофеннских событий <i>Ш. К. Балтыбаев, О. А. Левченко</i>	3
Эволюция эвапоритов в докембрии в связи с преобразованиями биосферы и химического состава Мирового океана. Статья 1. Эвапориты архея и раннего протерозоя <i>М. А. Жарков</i>	19
О подразделениях верхнего рифея <i>М. Е. Раабен</i>	30
Pristiograptus (Graptoloidea) из верхневенлокских отложений стран Балтии <i>С. Радзявичус, Й. Пашкевичус</i>	47
Стратиграфия “надмукасовских” отложений (фаменский ярус, зилаирская свита) на Южном Урале по конодонтам <i>О. В. Артюшкова, В. А. Маслов</i>	57
Флористические изменения на границе перми и триаса <i>А. В. Гоманьков</i>	74
Оледенения и межледниковья Восточно-Европейской равнины в раннем и среднем плейстоцене <i>А. А. Величко, В. В. Писарева, М. А. Фаустова</i>	84
Сапропелевидный прослой в четвертичных осадках Западно-Балеарского бассейна (Средиземное море) и условия его формирования по планктонным фораминиферам <i>А. Ю. Садеков, А. С. Алексеев, Ф. Мартинез-Руиз, М. К. Иванов, М. Комас</i>	103

Contents

Vol. 13, No. 2, 2005

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

Volcanics in Svecofennides of the Ladoga Region and Results of U–Pb and Pb–Pb Dating of Rocks and Minerals as a Basis for Correlation of Svecofennian Events <i>Sh. K. Baltybaev and O. A. Levchenkov</i>	3
Evaporite Sedimentation in the Precambrian as Related to Changes in Biosphere and Seawater Chemistry, Article 1: Evaporites of the Archean and Lower Proterozoic <i>M. A. Zharkov</i>	19
On Subdivisions of the Upper Riphean <i>M. E. Raaben</i>	30
<i>Pristiograptus</i> (Graptoloidea) from the Upper Wenlock of the Baltic Countries <i>S. Radzevicius and J. Paskevicius</i>	47
Conodont Stratigraphy of Sediments Overlying the Mukasovo Formation in the South Urals (Famennian Stage, Zilair Formation) <i>O. V. Artyushkova and V. A. Maslov</i>	57
Floral Changes across the Permian–Triassic Boundary <i>A. V. Goman'kov</i>	74
Glaciations and Interglacials of East European Plain in the Early and Middle Pleistocene <i>A. A. Velichko, V. V. Pisareva, M. A. Faustova</i>	84
A Sapropelic Interlayer in Quaternary Sediments of the Western Balearic Basin (Mediterranean Sea) and Depositional Environments Inferred from Planktonic Foraminifera <i>A. Yu. Sadekov, A. S. Alekseev, F. Martinez-Ruis, M. K. Ivanov, and M. Comas</i>	103

УДК 551.72+551.21+552.16:550.93 (470.22)

ВУЛКАНИТЫ В СВЕКОФЕННИДАХ ПРИЛАДОЖЬЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb, Pb-Pb ДАТИРОВАНИЯ ПОРОД РАЗНОГО ГЕНЕЗИСА КАК ОСНОВА ДЛЯ КОРРЕЛЯЦИИ СВЕКОФЕННСКИХ СОБЫТИЙ

© 2005 г. Ш. К. Балтыбаев, О. А. Левченков

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 22.12.2003 г., получена после доработки 24.02.2004 г.

В составе свекофеннид Приладожья выделены впервые метавулканиды и определен их U-Pb возраст по циркону. Возраст вулканидов лахденпохской серии (высокотемпературный аналог ладожской) оценивается как 1883.8 ± 4.7 млн. лет, что совпадает с возрастом идентичных по геотектоническому положению островодужных вулканидов пояса Тампере Финляндии. Время метаморфизма вулканидов установлено по U-Pb датированию метаморфогенного монацита в них как 1871.3 ± 1.9 млн. лет. Эта оценка совпадает со временем метаморфизма и интенсивного ультраметаморфизма приладожских гнейсов, датируемым как 1880–1870 млн. лет. По мере удаления от границы Карельского кратона в высокотемпературных свекофеннидах Приладожья выделяются две геохимические зоны: натровая (с подзоной пород повышенной известковистости – кальциевой) и калиевая. Эти зоны отражают литологические особенности раннепротерозойского разреза. Для метапелитов и металавролитов наиболее удаленной от Карельского кратона калиевой Приозерской зоны определена верхняя возрастная граница как 1875.8 ± 5.5 млн. лет по прорывающим их плагиогранитам Приозерской интрузии. Кульминация метаморфизма и ультраметаморфизма в этой зоне по времени (1881–1870 млн. лет) и по P-T параметрам ($T = 800^\circ\text{C}$, $P = 5\text{--}6$ кбар) совпадает с метаморфизмом пород прикратонной натровой Лахденпохской зоны. Метаосадки Лахденпохской зоны, где преобладают граувакки, рассматриваются не древнее отложений Приозерской зоны. Время гранулитовой стадии метаморфизма глиноземистых гнейсов определяется как 1880.1 ± 7.7 млн. лет по Pb-Pb возрасту силлиманита, который широко развит в Приозерской зоне. Конкордантный U-Pb возраст монацита, содержащего силлиманит в виде включений, равен 1860.3 ± 4.4 млн. лет. Положение района между краем Карельского архейского континента и раннепротерозойскими островодужными структурами юго-востока Финляндии позволяют предполагать, что свекофенниды Приладожья – это островодужная структура с формационным составом супракrustальных образований, представленных в этом районе метаморфическими аналогами турбидитов и островодужных вулканидов зрелой стадии. Эта структура сформирована в интервале 1.96–1.88 млрд. лет назад.

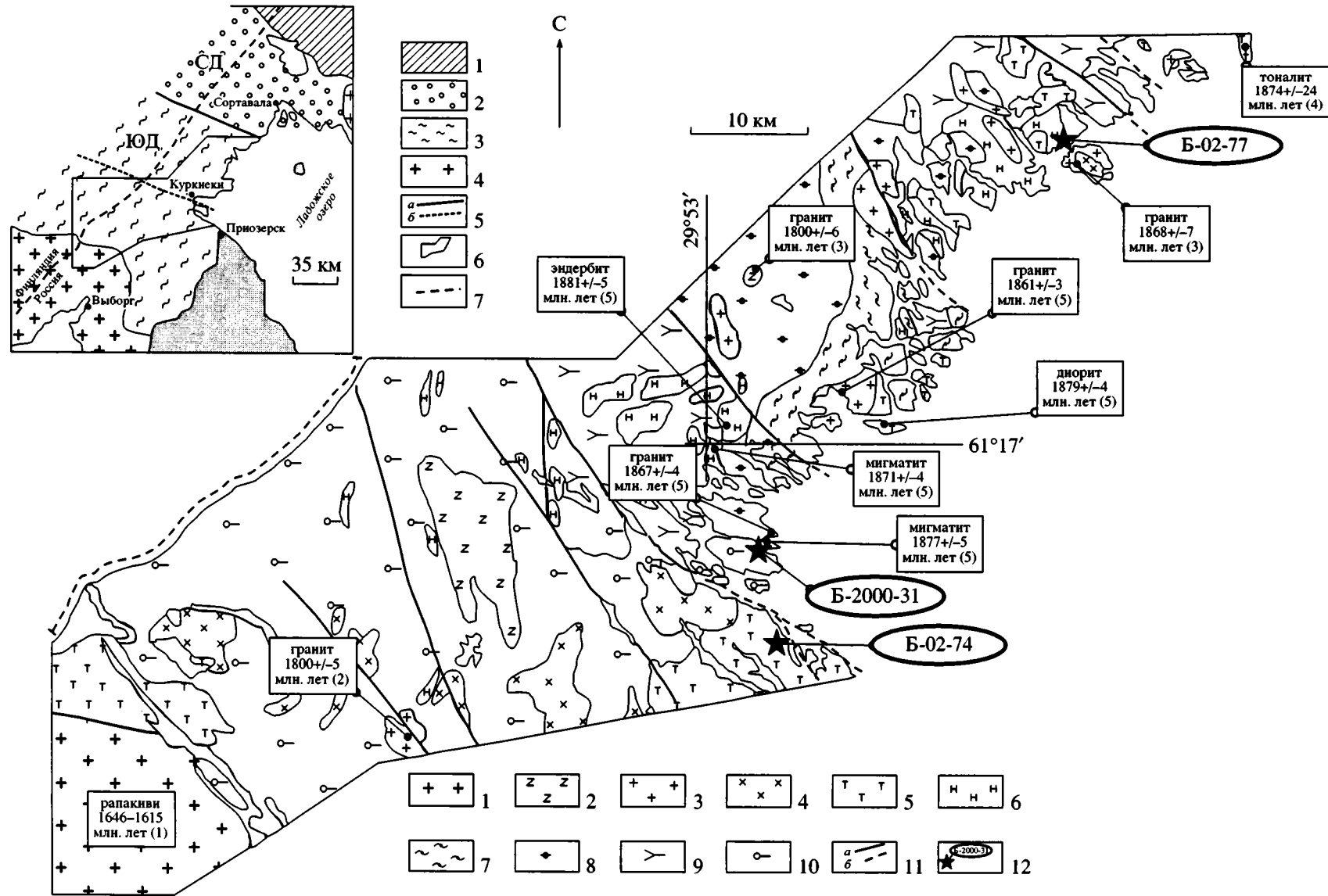
Ключевые слова. Свекофенниды, вулканиды, лахденпохская серия, ладожская серия, метаморфизм, изотопное датирование, силлиманит, циркон, монацит.

ВВЕДЕНИЕ

Свекофенниды занимают обширные площади на юго-востоке Балтийского щита в странах Скандинавии, а в России развиты только в Приладожье (рис. 1, 2, врезки). Несмотря на относительно небольшую распространенность свекофеннид на российской территории, решение вопросов структурно-тектонических и стратиграфических соотношений внутри свекофеннских структур оказывается наиболее благоприятным именно здесь благодаря хорошей обнаженности структур вдоль западной береговой зоны Ладожского озера.

Ранее было показано, что тектонические соотношения свекофеннид (Свекофеннского аккреционного орогена) с контактирующими с ними породами архейского инфракомплекса (Карельского кратона) можно интерпретировать на базе плейт-тектонических построений (Hietanen, 1975;

Gaal, Gorbatshev, 1987). Эта идея получила поддержку и развитие во многих дальнейших исследованиях (Kahkonen et al., 1989; Глебовицкий, 1993; Claesson et al., 1993; Ekdahl, 1993; Nironen, 1997; Vaisanen et al., 2002 и др.). Основой для такой интерпретации послужила формационная принадлежность раннепротерозойских (свекофеннских) толщ. Если на сопредельной территории Финляндии удавалось выделить серию вулканических пород, идентифицируемых как островодужные (Kahkonen et al., 1989; Ekdahl, 1993; Vaisanen et al., 2002 и др.), то для свекофеннид Приладожья вопрос о присутствии каких-либо вулканидов вообще оставался открытым. Это вызвало значительные затруднения как в определении времени накопления свекофеннских толщ на российской территории, так и в общих вопросах корреляции разрезов. Отсутствие надежных данных о существовании вулканических пород в



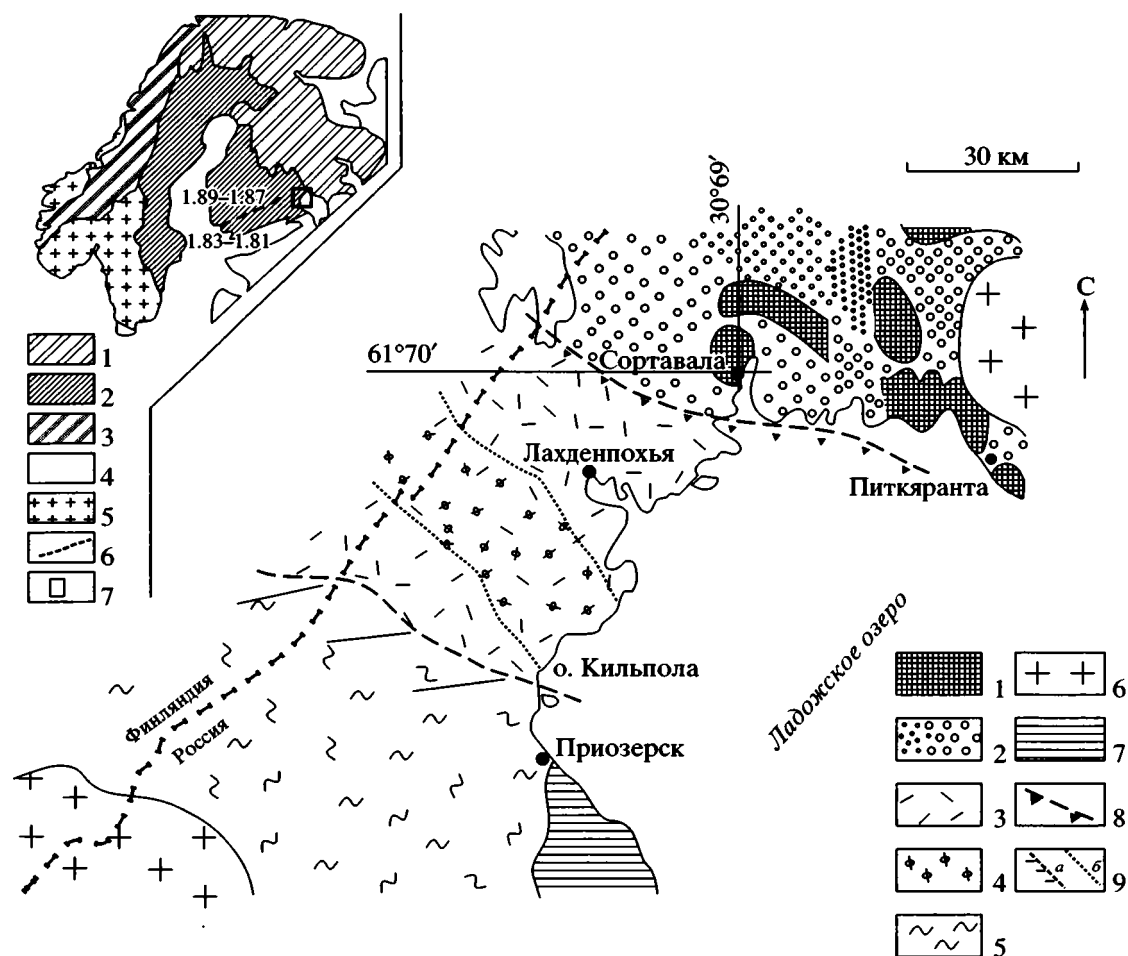


Рис. 2. Схема геохимического районирования свекофеннит Приладожья.

1 – выступ архейского фундамента в ядрах окаймленных гнейсовых куполов; 2 – нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный покров, метаморфизованный в фациях биотит-хлоритовых, ставролитовых, андалузитовых сланцев и силлиманит-мусковитовых, силлиманит-ортоклазовых гнейсов (увеличение размера кружков соответствует росту метаморфизма); 3–5 – раннепротерозойские породы гранулит-гнейсовой области: плагиогнейсы и плагиомигматиты Na-зоны (3), плагиогнейсы и плагиомигматиты с повышенной известковистостью (4), преимущественно гранат-кордиеритовые гнейсы и калиевые мигматиты K-зоны (5); 6 – массивы рапакиви; 7 – рифейский платформенный чехол; 8 – надвиг, разделяющий породы гранулит-гнейсовой области от более низкотемпературных пород; 9a – граница Na и K зон; 9б – граница подзоны пород повышенной известковистости.

На врезке. Положение свекофеннит в структурах региона: 1 – архейские породы Балтийского щита; 2 – свекофенниты; 3 – каледониды; 4 – рифейский чехол; 5 – граниты; 6 – сутурная зона сочленения двух геохимических зон (см. текст, по Ehlers et al., 1993); 7 – участок исследования.

Рис. 1. Геологическая схема свекофеннского блока (Южного домена) Приладожья с U-Pb возрастными данными и точками отбора проб.

1 – раннерифейские анорогенные граниты-рапакиви; 2–6 – свекофеннские плутонические комплексы: посторогенные монзониты и граниты (2), поздние (3) и синорогенные (4) граниты, тоналиты и диориты (5), эндербиты (6); 7–10 – нижнепротерозойские метаморфические формации: преимущественно биотитовых (7), биотит-гранатовых (8), гиперстен-гранатовых (9), кордиерит-силлиманит-гранатовых гнейсов (10); 11 – разломы: a – прослеженные, б – предполагаемые; 12 – места отбора образцов и их номера. Номера в скобках после указания возрастных данных на рисунке обозначают ссылки на авторов: 1 – Vaasjoki et al., 1991; 2 – В.В. Иваников (устн. сообщ.); 3 – Konoelko et al., 2003; 4 – Шульдинер и др., 2000; 5 – Балтыбаев и др., 2004.

На врезке. 1 – архейский кратон; 2, 3 – свекофеннский метаморфический комплекс, Северный (2) и Южный (3) домены; 4 – рапакиви; 5a – положение сместителя надвига, разделяющего Северный и Южный домены, 5б – граница между Лакхденпожской и Приозерской зонами; 6 – участок исследования; 7 – государственная граница. Серым цветом выделены участки, перекрытые рифейскими отложениями.

свекофеннском разрезе Приладожья послужило поводом для трактовки этой области как части древней тыловодужной впадины без активной вулканической деятельности (Шульдинер и др., 1996). В настоящей статье приводятся данные о находке первых вулканитов в свекофеннидах Приладожья и обосновывается их возраст на основе U-Pb геохронометрии.

Кроме этого, обсуждается вопрос о возрастном соотношении выделенных в свекофеннидах Приладожья двух геохимических зон: калиевой (Приозерской) и натровой (Лахденпохской) (рис. 2). Прикратонная Лахденпохская зона характеризуется преобладанием метаосадков, в которых доминируют граувакки, а удаленная Приозерская зона отличается преобладанием существенно калиевых метапелитов и метаалевролитов (Шульдинер и др., 1997а). Надо отметить, что в целом для свекофеннид Фенноскандии возрастные соотношения обширных зон супракрустальных и интрузивных пород с натровой и калиевой специализацией – одна из до сих пор нерешенных проблем. В Финляндии к первой зоне относятся породы центральной и западной части страны, представленные плагиогнейсами, плагиомигматитами и тоналит-плагиогранитами. Эти породы слагают Центральный Свекофеннский островодужный комплекс (CSAC, Korsman et al., 1998), пик метаморфизма и гранитизации которого оценивается как 1.89–1.87 млрд. лет. CSAC противопоставляется Южнофинляндской позднесвекофеннской гранит-мigmatитовой зоне (LSGM, Korsman et al., 1998; Ehlers et al., 1993), где преобладают калишпатсодержащие гнейсы и калиевые интрузии возрастной группы 1.84–1.81 млрд. лет. Недавние исследования (Vaisanen et al., 2002) выявили в LSGM относительно молодую термальную активность, проявленную в интервале 1.82–1.81 млрд. лет назад, которая выразилась в высокотемпературном метаморфизме, мигматизации метапелитов, а также развитии ортопироксенсодержащих интрузивных пород.

Таким образом, выявившаяся разновременность развития Центрально- и Южнофинляндских натровых и калиевых зон, с учетом проводимых аналогий с подобными зонами в Приладожье, обострила вопросы корреляции вещественно разных зон и геологических процессов в них. В последних работах по Приладожью, ориентированных на решение вопросов стратиграфических корреляций (Шульдинер и др., 1996, 2000), основное внимание уделялось Лахденпохской зоне. Для Приозерской зоны практически отсутствовали изотопные датировки супракрустальных и интрузивных пород, что затрудняло возможность обоснованной корреляции с другими частями свекофеннид. Не исключалось более позднее завершение метаморфических процессов (орогенеза) в высококалиевой Приозерской зоне по сравнению с Лахденпохской зоной

благодаря большей плавкости и пластичности высококалиевых пород (Шульдинер и др., 1997а). Такая ситуация определяла необходимость решения для Приозерской зоны двух задач: установление возрастных границ для супракрустальных толщ и определение времени метаморфизма пород. Приводимые здесь данные расширяют возможности более корректных стратиграфических корреляций на основе формационного состава разреза, позволяют оценить время накопления свекофеннских толщ, оценить возрастные соотношения метаморфитов из разных геохимических зон Приладожья.

ТЕКТОНИКА

Территория Приладожья делится на два домена: Северный и Южный, разделенные надвигом (Балтыбаев и др., 1996). Северный домен (СД) принадлежит окраине архейского Карельского кратона, где супракрустальные породы представлены раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными толщами сортавальской и ладожской серий. В пределах СД развиты также выступы пород архейского возраста, которые вместе с вулканитами сортавальской серии участвуют в строении ряда окаймленных гнейсовых куполов. Метаморфизм пород СД меняется с севера на юг от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Эта область детально рассмотрена с позиций тектонического развития (Геологическое развитие..., 1970; Казаков, 1976; Мигматизация и гранитообразование..., 1985; Балтыбаев и др., 2000).

Южный домен (ЮД) входит в состав Свекофеннского пояса и сложен метаморфизованными до гранулитового уровня аналогами терригенных осадков ладожской серии (Геол. развитие..., 1970). ЮД рассматривается как самостоятельный тектонический элемент Свекофеннского пояса, характеризующийся специфическими особенностями развития (Шульдинер и др., 1995). Формационный состав развитых в этом районе супракрустальных образований определяется метаморфическими аналогами раннепротерозойских турбидитов. Положение района между краем Карельского архейского континента и раннепротерозойскими островодужными структурами юго-восточной части Финляндии позволяют предполагать, что эта структура также сформировалась на месте островодужной системы, не имеющей континентального фундамента (Глебовицкий, 1993).

СВЕКОФЕННСКИЕ СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ И РАННИЙ ЭТАП МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Досвекофеннский протерозойский разрез Приладожья представлен отложениями нижнего карелия, преимущественно ятулия в составе его нижней, существенно кварцитовая, и верхней

терригенно-карбонатной частей (Предовский и др., 1967). Выше по разрезу они сменяются базальтами толеитового ряда (Светов, Свириденко, 1992). Породы ладожского стратиграфического уровня достаточно полно охарактеризованы в литературе (Материалы к стратиграфическому..., 1982; Светов, Свириденко, 1992; Шульдинер и др., 1996, 2000). Здесь мы рассмотрим, главным образом, только собственно свекофеннские породы в составе лахденпохской метаморфической серии – высокотемпературного аналога ладожской серии (Шульдинер и др., 1996).

Ранее было показано, что ладожская серия может быть отнесена к ладожю, диапазон накопления которой находился в интервале 1.92–1.88 млрд. лет назад (Шульдинер и др., 2000). Породы ладожской серии подверглись в разной степени метаморфической переработке. В северной части Приладожья (СД), где сохранились исходные литологические признаки, в составе серии диагностируются песчаники и алевролиты с редкими пропластками гравелитов. Для пород ладожской серии характерна ритмичная градационная слоистость, свойственная флишевым толщам. В пределах СД известно также небольшое количество известковистых пород (Кицул, 1963), но значительное место занимают слюдистые биотитовые, гранат-биотитовые сланцы, подчинены им высокоглиноземистые (андалузитовые, ставролитовые) разности.

В пределах высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой области Приладожья стандартные признаки стратификации толщ теряются и их возрастные соотношения с другими частями разрезов становятся неоднозначными. В силу этого возникла необходимость выделения в зоне высокого метаморфизма (ЮД) лахденпохской метаморфической серии, которая рассматривается в качестве высокотемпературного аналога ладожской серии (Шульдинер и др., 1996). Лохденпохская серия расчленена на структурно-вещественные подразделения, выделяемые в качестве метаморфических петроформаций (Шульдинер, 1992) – картируемых парагенетических ассоциаций пород; они представлены интенсивно метаморфизованными, мигматизированными и гранитизированными образованиями (Шульдинер и др., 1996). Отсутствие пород, подстилающих лахденпохскую серию (архейские породы и породы сортавальской серии развиты только в СД), допускало вероятность ее накопления в более широком стратиграфическом диапазоне, по сравнению с ладожской (Шульдинер и др., 1996). В этой связи особенно важно отметить, что описываемые нами вулканические породы найдены именно в составе лахденпохской серии.

Вулканиды: вещественная характеристика, возраст. Метавулканиды (проба Б-02-77) обнаружены в прибрежной части Ладожского озера (рис. 1) в пределах так называемой гранат-гипер-

стеновой петроформации (Шульдинер и др., 1996), широко развитой в окрестностях г. Лахденпохья. Простираение толщ СЗ – 270°–290°, падение субвертикальное. На обнажении выделяются три пачки метавулканидов, которые прослеживаются до среза воды на первые десятки метров. Мощность пачек не превышает 30–40 см, а “пропластков” гнейсов между пачками вулканидов не больше 1.3–1.7 м. Пачки конформны с ориентировкой полосчатости и гнейсовидности вмещающих мигматизированных гранат-биотитовых и гранат-ортопироксеновых гнейсов. По петрографическому составу вулканиды из разных пачек не имеют отличий. Вблизи контакта пачек с вмещающими гнейсами никаких изменений не наблюдается.

Макроскопически метавулканиды выглядят как порфириовидные или гнейсовидные зеленовато-серые, темно-серые породы (рис. 3а), приобретающие на выветрелой поверхности желтоватый оттенок из-за окислов железа. Состав метавулканидов варьирует от биотитовых до гранат-биотитовых плагиогнейсов с неравномерным содержанием калиевого полевого шпата, причем в матриксе породы, как правило, калиевый полевой шпат более редок. Основная масса представлена кварцем и плагиоклазом (\pm калишпат). Цветной минерал представлен биотитом, содержание которого 5–10% и гранатом (3–5%). Содержание кварца в вулканидах 35–40%, а плагиоклаза (олигоклаз) 35–45%. Акцессорные минералы: циркон, апатит, рудный, монацит. Структура пород порфириовидная, гнейсовидная, в матриксе – микрогранобластовая, зернистость тонкая, реже – средняя (рис. 3б). Гнейсовидность подчеркивается биотитом и характерной “ромбовидностью” порфириовых выделений светлоокрашенных минералов. Размер вкрапленников от нескольких мм до 1 см и более. Вкрапленники удлиненные, реже изометричные, часто изогнутые серповидные. Они состоят из агрегата плагиоклаз + кварц (\pm калишпат), иногда в них встречается биотит. Биотит и гранат иногда образуют скопления, позволяющие предположить, что ими замещался цветной минерал. Калишпат представляет слабонерешечатым микроклином, выполняющим интерстиции и антипертиты замещения. Его содержание достигает 10%. Вкрапленники составляют от 10 до 30% объема породы. Расположение вкрапленников слабо ориентированное по направлению гнейсовидности, чаще незакономерное. Позднейшие изменения выражены в развитии слабой серитицизации, наиболее выраженной в замещении вкрапленников калишпата и плагиоклаза. Некоторые пачки вулканидов и гнейсы четко секутся гранитными жилами, ориентированными на ЮЗ 230°–240°. Это направление соответствует направлению кливажа во вмещающих породах. Жилы имеют состав плагиогранит-порфиоров.

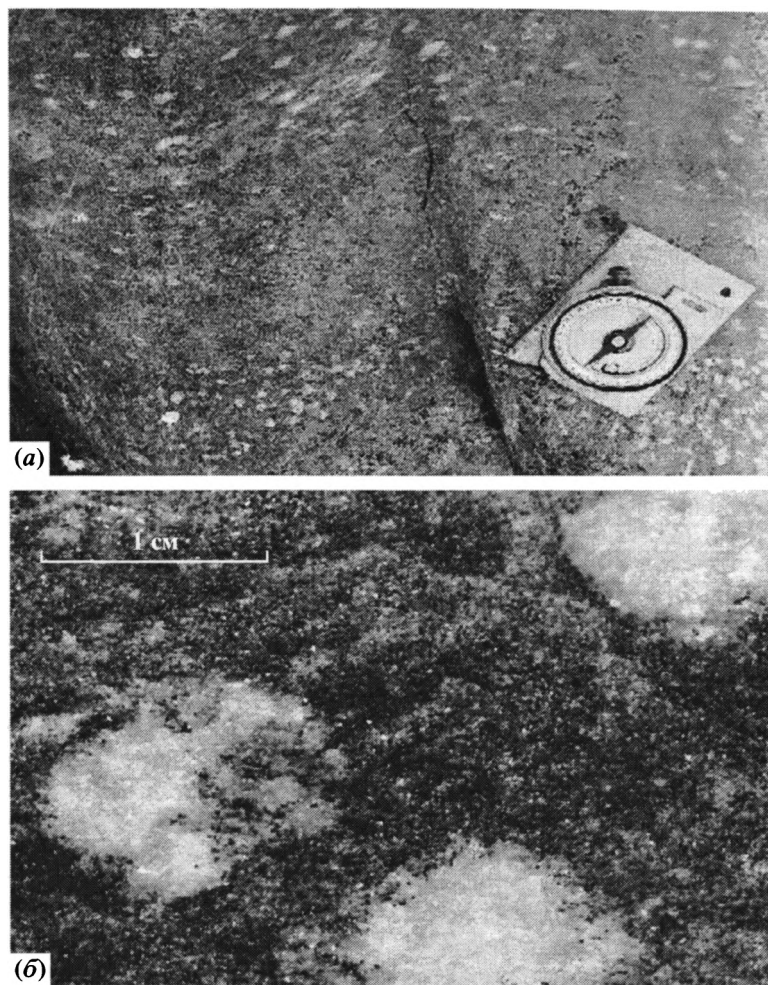


Рис. 3. Обнажение метавулканита (а) и микрофотография (б), показывающая структуру породы. Вкрапленники состоят из агрегата плагиоклаза, кварца, калишпата и иногда биотита. Основная масса представлена кварцем, плагиоклазом, калишпатом, биотитом, гранатом.

Вещественный состав¹ метавулканитов представлен в таблице 1. По содержанию кремнекислоты порода ближе к риолиту. Учитывая интенсивный метаморфизм вулканитов, нет оснований считать, что минеральный состав пород и, возможно, химический, не претерпели изменений с момента их кристаллизации. Так, например, гранат в вулканитах имеет железо-магнезиальный состав и слабовыраженную обратную зональность (падения Mg от центра к краю зерна при росте Fe), которая характерна для вмещающих метаморфических пород. Петро- и геохимический состав данного вулканита идентичен некоторым слабо метаморфизованными риолитам пояса Тампере в Финляндии (Kahkonen et al., 1989).

¹ Сокращения для минералов и фаз: Bt – биотит, Crd – кордиерит, Grt – гранат, Fsp – полевой шпат, Kfs – калиевый полевой шпат, Mnz – монацит, Орх – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, Spl – шпинель, Sil – силлиманит, Zm – циркон, V – паровые фазы, L – расплав.

На основании петро- и геохимических данных изученную породу можно отнести к известково-щелочному ряду вулканитов. В пользу этого говорят: преобладание Na_2O над K_2O , относительно пониженные содержания Rb, повышенное отношение K/Rb. На диаграммах отношений Ti/Zr (рис. 4) и Th/Yb–Nb/Yb данная порода попадает в поле вулканитов островных дуг, также как упомянутые выше вулканиты пояса Тампере. Существенна временная и пространственная совмещенность этих вулканитов с раннеорогенными интрузивными комплексами Приладожья (куркиекским, лауватсарско-импиниемским), которые предполагаются как производные известково-щелочных магм (Шульдинер и др., 1995). В совокупности эти породы, вероятно, можно рассматривать как ассоциацию, характерную для зрелой или зрелой стадии островодужного магматизма (Петрология и геохимия..., 1987).

Таблица 1. Вещественный состав изученной пробы

Окислы	Порода, вес. %	Grt (5)		Pl (35–45)		Kfs (10)		Bt (10)	
SiO ₂	73.20	37.67	39.71	59.96	61.45	64.21	65.15	36.84	38.09
Al ₂ O ₃	14.41	21.86	22.76	24.31	24.44	18.20	18.59	17.60	19.90
TiO ₂	0.21	0.02	0.00	0.07	0.00	0.20	0.00	3.84	0.09
Fe ₂ O ₃ общ	2.34	32.90	34.50	0.13	0.17	0.12	0.00	16.60	14.03
MnO	0.02	0.52	0.65	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.08
MgO	1.00	6.11	5.95	0.06	0.00	0.04	0.05	11.99	14.84
CaO	2.58	0.92	1.01	6.79	6.20	0.09	0.50	0.04	0.12
Na ₂ O	3.48	0.00	0.00	7.44	7.90	0.50	1.54	0.52	0.58
K ₂ O	2.16	0.00	0.00	0.26	0.39	15.32	13.71	9.31	9.19
Cr ₂ O ₃	-	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.09	0.00
P ₂ O ₅	<.05	-	-	-	-	-	-	-	-
PЗЭ, г/т	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	53.62	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	688.88	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	1371.40	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	286.49	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	24.94	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	52.33	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	8.05	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	1.30	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2.45	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	13.42	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Кроме указанных минералов, в метавулканите содержится до 35–40% кварца, 1–2% серицита, единичные зерна монацита, циркона, апатита. Цифры в скобках обозначают объемное содержание минерала в породе, прочерки – отсутствие определений. Определения РЗЭ выполнены методом ICP-MS.

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований

№ п/п	Характеристика фракции, размеры, мкм	Изотопные отношения					Rho	Th U	Возраст, млн. лет		
		$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^b}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^b}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$			$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		
Zrn и Mnz пробы № Б-02-77 метавулканита											
1	Крупный	389.4	0.11228	0.05376	0.2261	3.500	0.96	0.15	1314.0	1527.3	1836.7 ± 1.1
2	Крупный	1127	0.11108	0.07323	0.1983	3.036	0.92	0.20	1166.0	1416.9	1817.2 ± 1.7
3	Округлый	301.3	0.11174	0.08070	0.2060	3.174	0.90	0.22	1207.3	1450.8	1828.0 ± 2.5
4	Удлиненный	262.9	0.11141	0.16654	0.2038	3.131	0.86	0.46	1195.8	1440.3	1822.6 ± 4.3
5	ao	869.3	0.11340	0.06995	0.2543	3.976	0.94	0.19	1460.6	1629.4	1854.7 ± 2.4
6	ao	681.0	0.11405	0.11539	0.2822	4.438	0.94	0.32	1602.6	1719.5	1864.9 ± 4.1
7	Mnz	1658	0.11446	2.2855	0.3367	5.314	0.79	6.3	1870.8	1871.0	1871.3 ± 1.9
Zrn пробы № Б-02-74 плагногранита											
8	80–100, ao	1909	0.11332	0.08670	0.2230	3.485	0.84	0.24	1297.8	1523.7	1853.4 ± 1.7
9	80–100, ao	2729	0.11248	0.10477	0.2054	3.185	0.97	0.29	1204.3	1453.6	1839.8 ± 0.9
10	100–150, ao	857.5	0.11410	0.09889	0.2603	4.095	0.89	0.27	1491.4	1653.4	1865.7 ± 4.0
11	>150	308.1	0.11234	0.08495	0.1690	2.618	0.95	0.23	1006.8	1305.8	1837.6 ± 1.2

Примечание. а – изотопные отношения, скорректированные на фракционирование и бланк Pb; б – изотопные отношения, скорректированные на фракционирование, бланк Pb и обычный Pb; ao – аэроабразивная обработка. Разложение минералов и выделение Pb и U проводилось по методике Кроу (Krogh, 1973). Уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.1 нг, а U – 0.01 нг. Изотопные измерения Pb и U выполнены на масс-спектрометре MAT-261. Ошибки измерения Pb/U изотопных отношений – 0.5% (2σ). Все расчеты проводились по программам Ладвига (Ludwig, 1987, 1998).

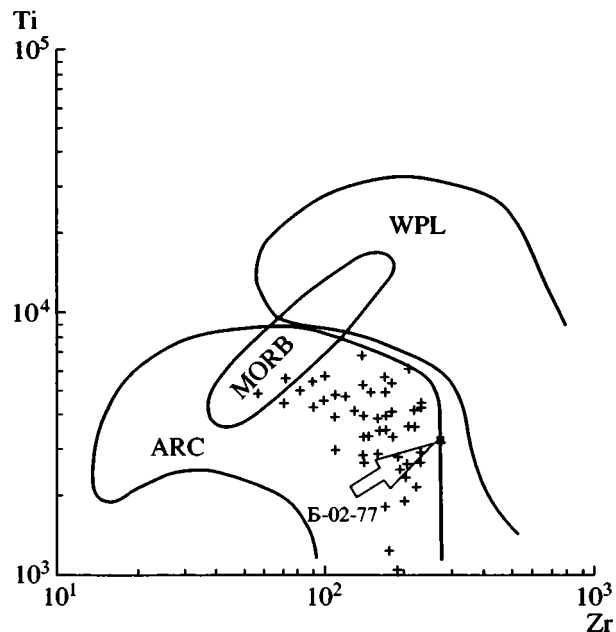


Рис. 4. Диаграмма Ti/Zr для вулканитов пояса Тампере (Kahkonen et al., 1989).

Крестиками показаны образцы вулканитов пояса Тампере, образец метавулканита Приладожья показан стрелкой.

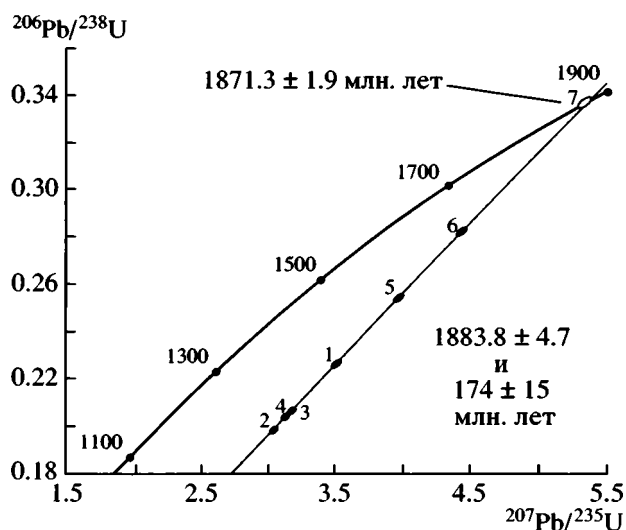


Рис. 5. Диаграмма Везерилла для вулканитов в свекофенидах Приладожья.

Возраст вулканита определялся U-Pb методом по циркону и монациту. В вулканите преобладают мелкие кристаллы циркона размером 0.04–0.1 мм, небольшая часть представлена более крупными – 0.08–0.16 мм. Кристаллы чаще удлиненные, с развитием граней призмы и дипирамиды (111). Соотношение длины к толщине обычно 2 : 1. Встречаются кристаллы прозрачные, окрашенные в бледные светло-коричневые, бурова-

тые цвета, редко бесцветные зерна либо не прозрачные, имеющие интенсивную коричневую или оранжевую окраску. В иммерсии под микроскопом отмечается внешняя тонкая оболочка (0.02–0.03 мм) с пониженными цветами двупреломления и центральная часть с характерной для магматического циркона зональностью и двупреломлением. Наиболее крупные кристаллы обычно без оболочки, либо она развита лишь с одного края зерна. Кроме удлиненных зерен встречены и округлые, которые также часто имеют внешнюю оболочку. Эти зерна размером 0.05–0.1 мм, дымчатого или буровато-оранжевого цвета. На определение возраста были отобраны разные по морфологии и размеру фракции: крупные ограненные (2 фракции), овальные (1 фракция), удлиненные ограненные (1 фракция). Еще две фракции были представлены абрадированными кристаллами всех морфологических разновидностей (табл. 2).

Монацит представлен бесцветными, желтыми, буровато-желтыми, реже оранжевыми кристаллами размером от 0.02 до 0.12 мм. На поверхности отдельных зерен иногда отмечаются бурые скопления продуктов вторичных изменений. Кристаллы таблитчатые, уплощенные по (100), несколько вытянутые по (010), очертания граней и ребер сглаженные до округленных яйцевидных зерен. В иммерсии зерна монацита имеют однородное внутреннее строение. Для монацита характерно пониженное Th/U отношение, равное 6.3. Аналогичный внешний облик и внутреннее строение, пониженное Th/U отношение имеют монациты из метаморфических пород Приладожья (Балтыбаев и др., 2004), что позволяет считать данный монацит также метаморфогенным. На определение возраста отбирались наиболее крупные и чистые кристаллы монацита размером 0.08–0.12 мм.

По координатам точек проанализированных фракций циркона (№ 1–6, табл. 2) получена дискordia с верхним пересечением 1883.8 ± 4.7 млн. лет и нижним 174 ± 15 млн. лет, СКВО = 1.3 (рис. 5). Хорошая корреляция фигуративных точек на графике свидетельствует об отсутствии или малом вкладе оболочек в изменение U-Pb возрастной систематики исследованных цирконов. Об этом же свидетельствует и отсутствие различий в значениях Th/U отношений в неабрадированных и абрадированных зернах циркона (табл. 2). Значение возраста, определенное по верхнему пересечению дискордии с конкордией (1883.8 ± 4.7), интерпретируется нами как время образования вулканита. Возраст по нижнему пересечению трактуется как не имеющий геологического смысла. Хорошая корреляция фигуративных точек на графике косвенно также указывает на отсутствие детритовых цирконов в исследованной породе. Это исключает ее осадочное происхождение: детритовые цирконы в парагнейсах имели бы значительные вариации в возрасте – от протерозойских до архей-

ских, как было показано для свекофенских метатурбидитов (Nuhma et al., 1991). Исследование приладожских гнейсовых толщ с мигматитами также показало наличие древних (>2.0 млрд. лет) детритовых цирконов в парагнейсах (Балтыбаев и др., 2004). Монацит имеет U-Pb конкордантный возраст, равный 1871.3 ± 1.9 млн. лет (рис. 5, табл. 2). Учитывая метаморфогенную природу изученного монацита, мы полагаем, что полученная изотопная датировка отвечает времени метаморфизма вулканитов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Прикратонная Лахденпохская зона характеризуется преобладанием метаграувакк, повсеместным присутствием мергелистых пород и примесью вулканитов известково-щелочного ряда. Южная часть Лахденпохской зоны имеет свою особенность – существенное преобладание в разрезе известковистых пород. Они наблюдаются в виде маломощных (первые десятки сантиметров) будинированных горизонтов диопсид-, скаполит- и амфиболсодержащих пород в плагиогнейсах. Для этих горизонтов часто характерно отсутствие граната, который типичен для других частей разрезов. Удаленная от архейского кратона Приозерская зона отличается преобладанием калиевых метапелитов и метаалевролитов (рис. 2). Сравнительно плохая обнаженность не позволяет однозначно оценить состав разреза Приозерской зоны, однако резкое возрастание глиноземистых парагенезисов и высокое содержание в породах калишпата отмечалось и ранее (Саранчина, 1972; Шульдинер и др., 1997а).

Закономерные изменения выявлены и в распределении плутонических комплексов и мигматитов: в Приозерской зоне эти породы также имеют четкий калиевый уклон и типичными представителями магматических пород и лейкократового вещества мигматитов являются двуполевошпатовые граниты. Для Лахденпохской зоны, наоборот, характерны плагиограниты и плагиомигматиты, а нормальные граниты появляются, как более поздние образования, внедрившиеся на заключительных стадиях орогенеза.

Строение и состав толщ Лахденпохской зоны подробно охарактеризованы (Шульдинер и др., 1996), поэтому подробнее рассмотрим характеристику пород менее изученной Приозерской зоны.

Приозерская зона. В Приозерской зоне преобладают, так же как и в Лахденпохской, первично стратифицированные образования, хотя литологические признаки в них сохранились лишь в отдельных фрагментах. Высокий уровень метаморфизма и мигматизации толщ не позволяет однозначно идентифицировать их стратиграфическую последовательность. Однако большинство геологических тел (толщ) разных порядков удается обособить в ходе картирования. По составу и вну-

треннему строению в Приозерской зоне выделяются три контрастные картируемые единицы, которые названы здесь петроформациями, в соответствии с ранее примененным способом описания толщ (Шульдинер и др., 1996).

Породы глиноземистой петроформации. Это наиболее широко представленная в пределах Приозерской зоны петроформация. Распространена она к югу и юго-западу от пос. Куркиеки, где пространственно совмещается с толщей ортопироксенсодержащих пород (ортопироксеновой петроформацией). Главными членами описываемой петроформации являются высокоглиноземистые плагиоклазовые и двуполевошпатовые гнейсы и сланцы, содержащие в разных соотношениях кордиерит, гранат, силлиманит и биотит. Лейкократовые минералы в них представлены калишпатом, плагиоклазом, кварцем. Подчиненную роль играют гранат-биотитовые, биотитовые и другие гнейсы. Интенсивно проявлена мигматизация с образованием лейкосом послойного или линзовидно-полосчатого типа. Иногда мигматиты имеют рассеянную лейкосому, т.е. без четкого разделения на мелано- и лейкократовые части.

Породы ортопироксеновой петроформации. Главные составляющие: гиперстен-гранат-биотитовые плагиогнейсы, гранат-биотитовые плагиогнейсы и мигматиты. Характерно переслаивание гранат-биотитовых, гиперстен-биотитовых и гиперстен-гранат-биотитовых плагиогнейсов. Местами отмечаются монотонные по составу части, представленные мигматизированными гранат-биотитовыми плагиогнейсами. Присутствуют диопсидовые сланцы и гнейсы, частью кальцит- и скаполитсодержащие, амфиболовые сланцы. Гнейсы повышенной известковистости образуют в биотитовых и гранатовых гнейсах маломощные прослои или округлые зональные включения. Значительно меньшим распространением пользуются в Приозерской зоне супракрустальные породы основного состава (амфиболиты, амфиболовые сланцы и т.п.). Они встречаются в виде редких маломощных (до 1 м) линз с резкими контактами с вмещающими гнейсами. Это серые и темно-серые зеленоватые породы, мелкозернистые с нематогранобластовой структурой, состоящие из роговой обманки, среднего плагиоклаза, кварца, биотита, микроклина. Из аксессуарных минералов присутствует апатит, циркон, сфен, рудный минерал (до 5%). Мигматизация выражена в разных формах: есть послойные, сетчатые, теневые и другие разновидности мигматитов.

Породы известково-силикатной петроформации. В Приозерской зоне известна толща карбонатных пород, которая прослежена примерно на 0.8 км при мощности до 0.3–0.5 км. Эта толща находится в единственном проявлении во внутренней части крупного массива двуполевошпатовых гранитов (Лазурный массив) к юго-востоку

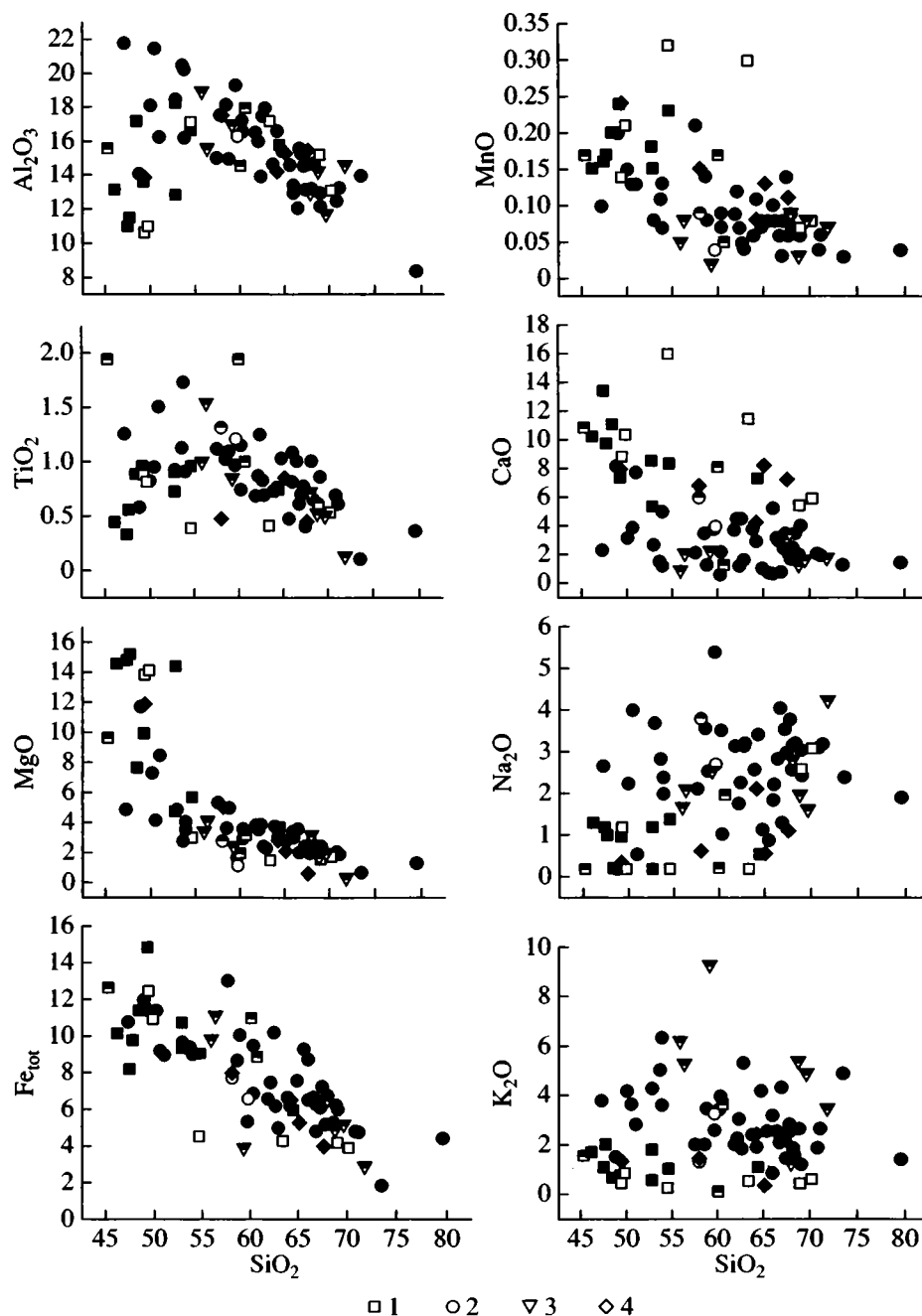


Рис. 6. Диаграмма Харкера для супракrustальных пород Лахденпохской и Приозерской зон Приладожья.

1 – гиперстеновые гнейсы; 2 – биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и мигматиты; 3 – глиноземистые гнейсы; 4 – известковистые будины. Сплошной заливкой показаны образцы из Лахденпохской зоны, без заливки – из Приозерской зоны, с половинной заливкой – из переходной площади между двумя зонами.

от г. Выборга. Контакты этой толщи нигде не обнажаются, поэтому трудно сопоставить ее с другими частями свекофенских разрезов. Для известково-силикатной толщи характерно переслаивание мелко-, среднезернистых карбонатных пород, гнейсов и амфиболитов. Мощности отдельных прослоев достигают первых метров, но чаще – первые десятки сантиметров. Слои, как правило, смяты в складки изоклинального типа, ориенти-

ровка осевых плоскостей северо-западная, шарниры крутые. Известковистая порода состоит из карбоната, основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, амфибола, волластонита, скаполита, биотита, эпидота. Присутствует примесь граната, апатита, сфена, турмалина. Обычны также калишпат, кварц. Встречаются почти мономинеральные волластонитовые породы, незначительно распространены мраморы. Структура пород граноблас-

товая. Гнейсы состоят из кварца, плагиоклаза, калишпата, биотита, граната, силлиманита. В виде аксессуаров в них встречаются: монацит, циркон, апатит, иногда турмалин. Структура пород гранобластовая и лепидогранобластовая. Особенности химических составов главных типов супракрустальных пород Приозерской и Лахденпохской зон представленный на диаграммах Харкера (рис. 6).

Для анализа длительности событий, помимо данных о времени формирования бассейнов седиментации, важна информация о формировании и происхождении магматических пород. Для пород Приозерской зоны до настоящего времени наиболее древними датированными магматическими породами были К-граниты постороженного этапа возрастного уровня 1.80 млрд. лет (Конопелько, 1997; Шульдинер и др., 2000). С целью выяснения верхнего возрастного предела для стратиграфического разреза Приозерской зоны нами изучен наиболее древний одноименный с зоной массив плагиогранитов.

Приозерский массив. Интрузия занимает обширную площадь в районе г. Приозерска, включая ряд прилегающих островов в Ладожском озере (рис. 1). Наблюдаемые контакты массива с вмещающими сланцами лахденпохской серии позволяют говорить о прорывании последних; в то же время гранитоиды метаморфизованы вместе с вмещающими породами и представлены отчетливо гнейсовидными разностями. Состав пород массива меняется от диорит-тоналитов до гранодиоритов в зависимости от содержания в них калиевого полевого шпата. Главные породообразующие минералы: биотит, роговая обманка, плагиоклаз, кварц. Из аксессуаров обилён апатит, наряду со сфеном, ильменитом, монацитом и цирконом. Структура пород гранобластовая и лепидогранобластовая. Данные по геохимии позволяют отнести породы Приозерской интрузии к гранитоидам I-типа. Петрохимические характеристики пород указывают на их принципиальное сходство с породами плагиогранитного комплекса Лахденпохской зоны. Они могут быть отнесены к продуктам кристаллизации высококальциевой магмы известково-щелочного типа. Массив прорван дайками метабазитов и двумя генерациями жил калиевых пегматоидов. Сложная складчатость в массиве выявляется по пликтивной складчатости (до образования изоклинальных складок разного порядка) указанных жил и даек.

В проанализированной пробе (Б-02-74, рис. 1) преобладают длиннопризматические субидiomорфные кристаллы циркона желто-коричневого и светло-желтого цвета со следами растворения и деформации. В небольшом количестве присутствуют умеренно и короткопризматические кристаллы. В оптике под микроскопом в цирконах выявляется сильная трещиноватость, нередко наличие тонких оболочек; в отдельных зернах на-

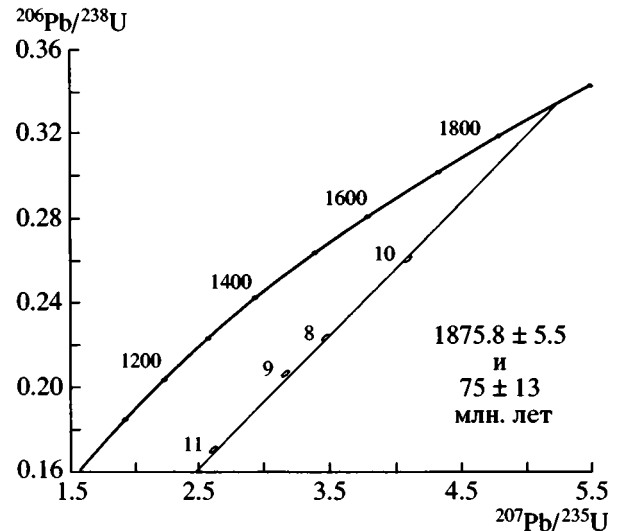


Рис. 7. Диаграмма Везерилла для плагиогранитов Приозерского массива.

блюдаются следы зональности. В режиме BSE² видны оболочки, зоны изменений по трещинам и слабая зональность в единичных зернах. Наличие зональности и морфология циркона, а также его геохимические особенности (Th/U) указывают на его первично-магматическое происхождение. По U-Pb методу датирования циркона получен возраст 1875.8 ± 5.5 млн. лет (СКВО = 0.81) (рис. 7, табл. 2). Дискордия проведена по трем точкам (исключена точка № 4, вызывающая большую погрешность определения).

МЕТАМОРФИЗМ

Приладожье – область развития зонального высокоградиентного метаморфизма андалузит-силлиманитового типа (Геологическое развитие..., 1970). Зональность метаморфизма выявляется в смене минеральных парагенезисов, соответствующих от зеленосланцевой до амфиболитовой фации на север-северо-востоке и до гранулитовой фации на юг-юго-западе. Кульминации метаморфизма в Приладожье соответствуют температуры и давления: для ставролитовой зоны от 410–550°C и 3.2–3.3 кбар (низкотемпературная часть) до 530–610°C, 4.0 кбар (высокотемпературная часть), для биотит-силлиманитовой зоны 600–640°C, 3.8–5.0 кбар, для гранат-кордиеритовой (куммингтонитовой) зоны 650–730°C, 5.3 кбар и для гиперстенной зоны 800–900°C, 5–6 кбар. Посткульминационная эволюция Р-Т параметров идет по пути сопряженного снижения температуры и давления во всех зонах метаморфизма (Балтыбаев, 1998).

Область наиболее высокого метаморфизма, приуроченная к Южному домену, рассматривается

² Обратнo-отраженные электроны.

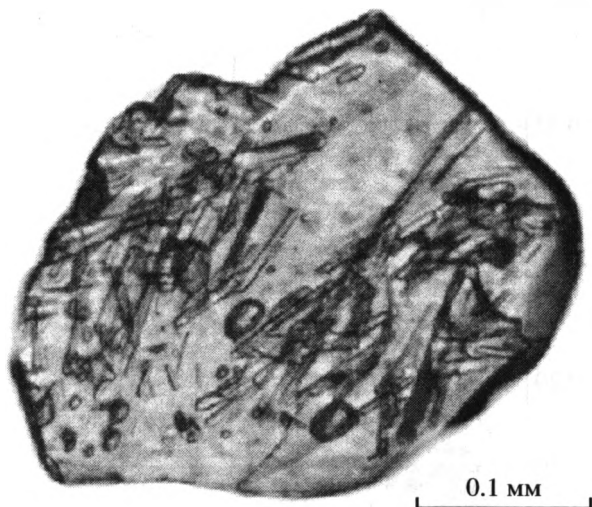


Рис. 8. Включения иголок силлиманита в монаците.
U-Pb возраст монацита определен как 1.860 млрд. лет
(Балтыбаев и др., 2002).

как высокотемпературное ядро зонально-метаморфизованного комплекса. Эта область характеризуется максимальным проявлением парциального плавления толщ. Регрессивные преобразования позднего этапа в пределах высокотемпературного ядра происходили при давлении до 4–6 кбар и температурах 500–700°C (Шульдинер и др., 1997б). С этим этапом связано надвигание Южного домена на Северный домен (край архейского континента) в районе пос. Мейери и образование структур растяжения в тылу надвига – в районе пос. Терву.

На сегодняшний день отсутствует прецизионное датирование времени метаморфизма для всей метаморфической зональности Приладожья и синхронизация событий в разных метаморфических зонах является, скорее, логическим допущением, хотя и основанное на определенном геолого-петрологическом материале (Великославинский, 1972; Геологическое развитие..., 1970; Лобач-Жученко и др., 1974; Нагайцев, 1974; Мигматизация и гранитообразование..., 1985; Шульдинер и др., 1997б). В то же время, отнесение зонального метаморфизма к раннему протерозою не вызывает сомнения даже для геохронологически слабо охарактеризованного Северного домена: об этом свидетельствует Rb-Sr датирование некоторых минералов, которое показало, что они не моложе 1800–1750 млн. лет (Лобач-Жученко и др., 1974).

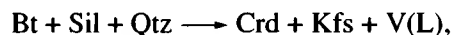
Предпринятые в последнее время способы датирования эндогенных событий в Южном домене основывались на изотопном изучении акцессорных минералов (циркон, монацит) в породах разного генезиса (Глебовицкий и др., 2001, 2002). Учитывая, что датировки по акцессорным минералам нередко трудно сопоставить с формированием конкретных метаморфических минеральных парагенезисов,

возникает необходимость датирования непосредственно метаморфогенных минералов. Нами впервые применен метод датирования времени метаморфизма путем привлечения метаморфического минерала из высокоглиноземистого гнейса – силлиманита, который формировался на гранулитовой ступени метаморфизма.

Изученный высокоглиноземистый гнейс (проба Б-2000-31) распространен в составе гранат-кордиеритовой толщи (*глиноземистой петроформации*), широко развитой в окрестностях пос. Кузнечное-Хийтола к западу от о. Кильпола (рис. 1). Эта толща сложена мигматизированными монотонными и грубополосчатыми чередующимися пачками Grt-Bt и Grt-Bt-Crd-Sil, Bt-Sil, Bt-Sil-Crd гнейсов с рассеянной или жильной, жильно-пятнистой лейкосомой. Гнейс представляет розовато-темно-серую породу с пятнистыми субизометричными скоплениями розовых гранатов размером от нескольких миллиметров до 3–4 см и более. Эти скопления часто деформированы. Основная масса представлена ассоциацией Bt + Grt + Crd + Sil + Kfs + Pl + Qtz.

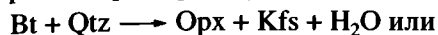
Силлиманит. Преобладают мелкие кристаллы размером 0.05–0.1 мм, небольшая часть представлена более крупными – до 0.5–1 мм. Чаще кристаллы удлиненные, соотношение длины к толщине обычно 10:1. Кристаллы полупрозрачны, окрашены в бледные светло-коричневые, буроватые цвета, редко бесцветны с характерным двупреломлением. Под оптическим микроскопом неоднородность в зернах не наблюдается. На определение возраста отбирались разные по размеру фракции силлиманита. Петрографические наблюдения выявляют в данной породе силлиманит как в матриксе породы, так и в виде включений в кордиерите и монаците (рис. 8), иногда в гранате. Верхним возрастным ограничением времени кристаллизации силлиманита можно принимать возраст монацита, который содержит силлиманит в виде включений. Этот монацит ранее был датирован U-Pb методом как 1860.3 ± 4.4 млн. лет (Балтыбаев и др., 2002). Для других гнейсов и лейкосом мигматитов гранулитовой зоны Приладожья конкордантные значения U-Pb возрастов монацита находятся в диапазоне 1876–1850 млн. лет (Глебовицкий и др., 2002).

С учетом широкого развития включений силлиманита в гранате, кордиерите и присутствия калишпата в породе, реакции минералообразования могут быть следующие:

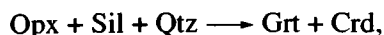


Несмотря на достаточно высокие параметры метаморфизма гнейсов ($T = 780\text{--}850^\circ\text{C}$, $P = 5\text{--}6$ кбар) в изученных гнейсах отсутствует ортопироксен,

образование которого возможно при указанных параметрах, например, по реакциям:



В то же время ортопироксен встречается в редких метабазитовых дайках внутри гнейсовой толщи. Это позволяет полагать, что ортопироксен при наличии силлиманита в гнейсах является неустойчивой фазой. Вероятно, устойчивость ортопироксена (гиперстена) ограничена в глиноземистых гнейсах реакцией:



которая при давлениях ниже 7 кбар смещена вправо.

Таким образом, можно заключить, что силлиманит является минералом раннего парагенезиса, который сохранялся при пиковых условиях метаморфизма. На основании Pb-Pb системы для проанализированных фракций силлиманита получена изохрона 1880.1 ± 7.7 млн. лет (СКВО = 0.028) (рис. 9, табл. 3). Принимая во внимание отсутствие протоядер в зернах силлиманита, это значение интерпретируется нами как время образования силлиманита, которое отвечает также времени метаморфизма гранулитовой фации.

ОБСУЖДЕНИЕ

Свекофенниты Приладожья по формационному составу сопоставимы с остальной частью пород Свекофеннского пояса: они представлены метаморфизованными до гранулитового уровня аналогами турбидитовых осадков и вулканогенными породами известково-щелочной серии, вероятно, островодужного типа. В Финляндии известен разрез, аналогичный приладожскому, который является стратотипическим вулканогенно-осадочным разрезом в сланцевом поясе Тампере. Вулканогенная часть этого разреза представлена лавами и туфами известково-щелочного ряда кисло-среднего и основного состава – их возраст определен от 1.90 до 1.89 млрд. лет (Simonen, 1980; Kahkonen et al., 1989). Сравнительно недавно (Vaisanen et al., 2002) был охарактеризован бимодальный вулкано-интрузивный комплекс формации Ориярви (к юго-западу от г. Турку, Финляндия) как наиболее молодой островодужный комплекс Финляндии, сформировавшийся 1895–1878

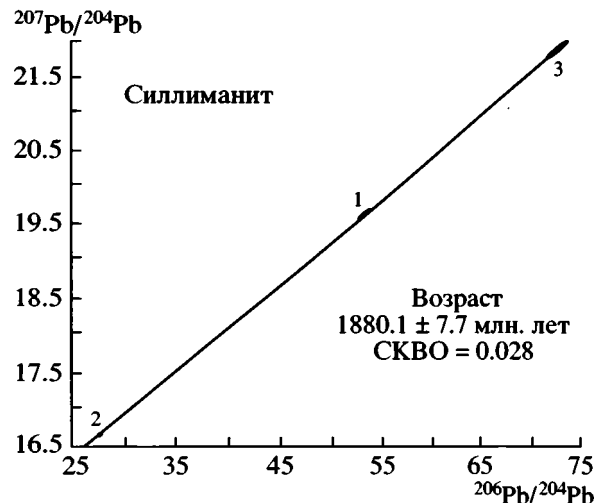


Рис. 9. График $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для фракций ступенчатого растворения силлиманита (проба Б-2000-31).

Фигуративные точки на изохроне отвечают измерениям: 1 – вал; 2 – раствор 6N HCl, 6 час; 3 – остаток (табл. 3). Изохрона рассчитана по программе ISOPLOT (Ludwig, 1998).

млн. лет назад. Эти данные говорят о возможной периодичности накопления вулканогенно-осадочных толщ в пределах Свекофеннского орогена.

Лахденпохская серия рассматривается как одновозрастная с ладожской серией, которая относится к раннему ладожью, представляющему зрелую стадию развития свекофеннит (Шульдинер и др., 1996). Время накопления свекофеннитских супракрустальных образований Приладожья можно принимать совпадающим со временем образования вулканитов (1883.8 ± 4.7 млн. лет). Эта оценка практически повторяет возрастные оценки для островодужных вулканитов пояса Тампере и формации Ориярви. Наличие в составе лахденпохской серии нескольких пачек вулканитов указывает на пульсационный характер отложения лавовых потоков, чередующихся с периодами накопления терригенных осадков.

Пока не представляется возможным оценить возраст подошвы ладожских метатурбидитов точнее, как “не древнее 1.96 млрд. лет” – по датировке наиболее кислых прослоев в амфиболитах сортавальской серии, подстилающих турбидиты

Таблица 3. Изотопный состав свинца во фракциях ступенчатого растворения силлиманита

№/№	Условия опыта	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\nu\%(2\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\nu\%(2\sigma)$	Rho	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\nu\%(2\sigma)$
1	Валовая	53.293	0.65	19.627	0.23	0.93	78.662	0.53
2	6N HCl, 6 час	27.604	0.3	16.671	0.11	0.69	80.906	0.48
3	Остаток	72.708	1.1	21.858	0.44	0.98	67.576	0.65

Примечание. Изотопные отношения скорректированы на фракционирование и бланк. Разложение силлиманита и выделение Pb проводилось по методике (DeWolf et al., 1996).

(Шульдинер и др., 2000). Эта оценка совпадает с начальной стадией формирования офиолитовых ассоциаций Оутокумпу и Йорма (Koistinen, 1981; Kontinen, 1987; Peltonen et al., 1996), известных на территории Финляндии. Следует подчеркнуть, что в пределах Свекофеннского пояса и в свекофеннидах Приладожья, в частности, досвекофенские образования не были обнаружены, хотя примесь досвекофенского материала в метаосадочных образованиях выявляется изотопными методами (Nuhma, 1986). В приладожских гнейсах, как указывалось выше, также были найдены зерна детритового циркона, возраст которых превышает 2.0 млрд. лет. В то же время, возраст древнейших вулканитов в пределах свекофеннид (пояс Саво в Финляндии) не превышает 1.93–1.92 млрд. лет (Nuhma et al., 1991). Однако эти вулканиты, в отличие от приладожских, представляют продукты инициального вулканизма островных дуг и, скорее всего, имеют стратиграфический уровень древнее ладожской серии. Учитывая это, вероятно, более правильным будет, если за возраст подошвы турбидитов принимать датировки низов турбидитовых разрезов, полученные для пояса Тампере как 1904 млн. лет (Kahkonen et al., 1989). Если эта оценка справедлива, тогда длительность накопления приладожского вулканогенно-осадочного разреза свекофеннид была не менее 20–30 млн. лет. Минимальный возрастной предел для лахденпохской серии определяется возрастом самых древних прорывающих их интрузивных пород – эндебитов с возрастом $1881.4 \pm 9.3/-5.3$ млн. лет, СКВО = 0.2. (Балтыбаев и др., 2004). Возрастная и петро-геохимическая близость изученных вулканитов с породами известково-щелочной группы Приладожья позволяет считать, что они могут представлять единую комагматическую серию, характерную для конвергентных границ плит (Петрология..., 1987). Начало раннего орогенного этапа относится к моменту около 1.89–1.88 млрд. лет назад, когда седиментационная впадина закрылась, а выполнявшие ее отложения были смяты в крутые изоклинальные складки и пронизаны интрузиями.

Возраст Приозерской интрузии 1875.8 ± 5.5 млн. лет в пределах погрешности U-Pb метода близок к возрасту наиболее древних интрузивов из других районов Приладожья. К таким интрузиям можно отнести: Куркиекский массив $1881 \pm 9/-5$ млн. лет, Лауватсарский массив 1879 ± 3 млн. лет (Ляхденпохская зона Южного домена, Балтыбаев и др., 2004); Кааламский массив 1885 ± 5 (Северный домен, Ivanikov et al., 1998), массив Алатту 1885 ± 3 (Северный домен, Шульдинер и др., 2000). Из этого следует, что и для супракrustальных отложений калиевой Приозерской зоны можно в качестве верхнего возрастного репера осадконакопления принимать значение 1.88 млрд. лет, как и для пород остальной части свекофеннского разреза (плагиногнейсов Ляхденпохской зо-

ны, слабометаморфизованных пород ладожской серии Северного домена).

Данные о примерно одинаковой верхней возрастной границе для осадков разных геохимических зон позволяют думать, что различия в вещественном составе метаморфизованных толщ Ляхденпохской и Приозерской зон могут рассматриваться как результат унаследования состава палеосубстрата при его дезинтеграции. В целом выявленная зональность в свекофеннидах может трактоваться как смена структур: край континента – шельф – глубоководная впадина окраинного моря с турбидитовой и удаленной зонами.

Изотопное исследование силлиманита позволяет определить время пика метаморфизма (гранулитовая фация) для высокоглиноземистых гнейсов Приозерской зоны Приладожья как 1880.1 ± 7.7 млн. лет. Время ультраметаморфизма гнейсов этой зоны по датированию лейкосомы определяется как 1873–1871 млн. лет (Балтыбаев и др., 2002). Для гранулитов Ляхденпохской зоны получены U-Pb датировки, которые позволяют ограничить время кульминации метаморфизма рамками 1880–1870 млн. лет (Глебовицкий и др., 2002). Следует добавить, что условия гранулитовой фации метаморфизма как в Приладожье, так и в Финляндии связывались с моментом формирования эндебитов (Korsman et al., 1988; Балтыбаев и др., 2000). Основанием для такого вывода служил тесный парагенезис (пространственное сонахождение) эндебитов и гиперстенсодержащих метаморфических пород. Для эндебитов Приладожья были получены практически полностью совпадающие с возрастом силлиманита U-Pb датировки: $1881.4 \pm 9.3/-5.3$ млн. лет (Балтыбаев и др., 2004). Многочисленные интрузии эндебитов на территории Финляндии датируются U-Pb методом в 1885 ± 5 млн. лет (Korsman et al., 1988). Приведенные данные позволяют заключить, что время кульминации метаморфизма (1.88 млрд. лет) в высокотемпературном ядре метаморфического комплекса Приладожья надежно определяется как по сопряженному с гранулитовой фацией эндебитовому магматизму, так и непосредственным датированием метаморфогенного минерала пиковой стадии.

Таким образом, время проявления метаморфизма и P-T режим образования гранулитовых парагенезисов в двух геохимических зонах Приладожья совпадает. В этом отношении K-Na-геохимические зоны свекофеннид Приладожья не являются полными аналога K- и Na-геохимических провинций финских свекофеннид. Зональный метаморфизм связан с появлением положительных термических аномалий в коре. Термические аномалии в пределах свекофеннид проявились двумя импульсами. Ранний (1.88–1.87 млрд. лет назад) импульс вызвал метаморфические преобразования гранулитовой фации свекофеннского флиша в районе Киурувеси в Финляндии и Сев.-Зап. Прила-

дожде. С поздним импульсом (1.82–1.81 млрд. лет назад) связано образование гранулитовых комплексов районов Уусима, Сулкава, Турку в Ю. Финляндии, Берслаген в Швеции (Vaisanen et al., 2002). Такое распределение зон высокого метаморфизма позволяет полагать, что по мере роста свекофеннской коры происходит смещение высокотемпературных очагов от границы архейского кратона вглубь свекофеннид.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Время накопления свекофеннских супракrustальных образований Приладожья оценивается по возрасту вулканитов лахденпохской серии как 1883.8 ± 4.7 млн. лет. Формационный состав и возраст приладожских свекофеннид совпадает с возрастом и составом островодужного комплекса пояса Тампере Финляндии.

Время метаморфизма вулканитов установлено по U-Pb датированию метаморфогенного монацита как 1871.3 ± 1.9 млн. лет. Эта оценка совпадает со временем метаморфизма и интенсивного ультраметаморфизма приладожских гнейсов, оцениваемым как 1880–1870 млн. лет. Изотопное исследование силлиманита позволяет определить время пика метаморфизма (гранулитовая фация) для высокоглиноземистых гнейсов юга Приладожья как 1880.1 ± 7.7 млн. лет. Эти данные хорошо соответствуют времени кульминации метаморфизма и ультраметаморфизма гранулитовой зоны, оцениваемого как 1880–1870 млн. лет по акцессорным монацитам и цирконам.

При удалении от архейского Карельского кратона в составе свекофеннид Приладожья выделяются две зоны: натровая (плаггиогнейсов, плаггиомигматитов, гранитов тоналит-трондьемитового ряда) и калиевая (глиноземистых гнейсов, калиевых мигматитов и гранитов). Установлена синхронность пикового метаморфизма в двух геохимических зонах и близость P-T режимов образования гранулитовых парагенезисов в них. В этом отношении K-Na геохимические зоны свекофеннид Приладожья не являются полными аналога K-Na геохимических провинций финских свекофеннид. Разное время проявления метаморфизма в вещественно близких зонах: Южнофинляндской зоне калиевых гранитов и мигматитов и калиевой в Приладожье, свидетельствуют об автономном характере эндогенной активности в них.

Минимальный возрастной предел для метатурбидитов разных зон Приладожья определяется возрастом наиболее древних прорывающих их интрузивных пород как 1.89–1.88 млрд. лет.

Авторы признательны А.Ф. Макееву, С.З. Яковлевой, Н.Г. Бережной, О.Л. Галанкиной за помощь, оказанную при аналитических исследованиях цирконов и монацитов, а также В.А. Глебовицкому за ценные замечания, высказанные при рецензировании данной статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 02-05-65343, 03-05-64779) и гранта “Ведущие научные школы” НШ-615.2003.05.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балтыбаев Ш.К. Метаморфический комплекс Приладожья: петрология, флюидный режим. Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГТД РАН, 1998. 29 с.
- Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.
- Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.
- Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Левченков О.А. и др. О возрастном соотношении провинций калиевых и натровых мигматитов в свекофеннидах (Приладожье, Балтийский щит) // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 4. С. 523–526.
- Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г. и др. Время и длительность свекофеннской плутоно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология. 2004. № 4. С. 373–392.
- Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.
- Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 227 с.
- Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Регион. геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7–37.
- Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. и др. Главная стадия плутоно-метаморфической активности в Приладожье: результаты определения изотопного возраста // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 667–671.
- Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. и др. Время, длительность и РТ-параметры полистадийного метаморфизма свекофеннид Приладожья (Балтийский щит) (по данным термобарометрии и U-Pb геохронометрии) // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 5. С. 660–664.
- Казakov А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 237 с.
- Кицул В.И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 171 с.
- Конопелько Д.Л. Посторогенные интрузии Северо-Западного Приладожья со специальным рассмотрением апатитогенных калиевых ультрамафитов. Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 1997. 16 с.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 205 с.
- Материалы к стратиграфическому словарю по докембрию КАССР. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1982. 136 с.
- Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Л.: Наука, 1985. 310 с.
- Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 160 с.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.

- Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л.: Наука, 1967. 139 с.
- Саранчина Г.М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л.: Наука, 1972. 128 с.
- Светов А.П., Свириденко Л.П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1992. 152 с.
- Шульдинер В.И. Геологическое картирование высокометаморфизованных комплексов докембрия на петроформационной основе // Отечеств. геол. 1992. № 12. С. 26–36.
- Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В. Тектоно-метаморфическое районирование Приладожья // Вест. СПб ун-та. 1997а. Сер. 7. Вып. 3. С. 63–70.
- Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В. Эволюция условий метаморфизма гранатсодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология. 1997б. Т. 5. № 3. С. 253–277.
- Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 11–22.
- Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. и др. Плутонно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья: новая модель // Регион. геол. и металлогения. 1995. № 4. С. 52–62.
- Шульдинер В.И., Левченков О.А., Яковлева С.З. и др. Верхний карелий в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональные подразделения стратотипической области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 20–33.
- DeWolf C.P., Zeissler C.J., Holliday A.N. et al. The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: Stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission track analysis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. № 1. P. 129–134.
- Claesson S., Huhma H., Kinny P.D., Williams I.S. Svecofennian detrital zircon ages – implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precamb. Res. 1993. V. 64. № 1. P. 109–130.
- Ehlers C., Lindroos A., Selonen O. The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland – a belt of transpressive deformation and granite emplacement // Precamb. Res. 1993. V. 64. P. 295–309.
- Ekdahl E. Early Proterozoic Karelian and Svecofennian formations and the evolution of Raase-Ladoga Ore Zone, based on Pielavesi area, Central Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1993. № 373. 137 p.
- Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precamb. Res. 1987. V. 35. № 1. P. 15–25.
- Hietanen A. Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian in Finland // J. Res. US Geol. Surv. 1975. № 3. P. 631–645.
- Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecofennian crust in Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1986. № 337. 52 p.
- Huhma H., Claesson S., Kinny P.D., Williams I.S. The growth of the Early Proterozoic crust: new evidence from Svecofennian detrital zircons // Terra Nova. 1991. V. 3. № 2. P. 175–179.
- Ivanikov V.V., Bogachev V.A., Levchenkov O.A., Konopelko D.L. U-Pb zircon ages, geochemistry and metallogeny of Early Proterozoic gabbro-diorite intrusions in the North Ladoga Lake region, South Karelia // Svecolapko Europrobe Project Workshop. Abstract vol. Repino, Russia. 1998. P. 26.
- Kahkonen Y., Huhma H., Aro K. U-Pb zircon ages and Rb-Sr whole-rock isotope studies of early Proterozoic volcanic and plutonic rocks near Tampere, southern Finland // Precamb. Res. 1989. V. 45. № 1–3. P. 27–43.
- Koistinen T.J. Structural evolution of an early Proterozoic strata-bound Cu-Co-Zn deposit, Outocumpu, Finland // Transect. Roy. Soc. Edinburg. Earth Sci. 1981. V. 72. P. 115–181.
- Kontinen A. An early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // Precamb. Res. 1987. V. 35. P. 313–341.
- Konopelko D., Eklund O. Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga lake region, Russian Karelia // Precamb. Res. 2003. V. 120. C. 37–53.
- Korsman K., Koistinen T., Kohonen J. et al. The GGT/SVEKA transect: structure and evolution of the continental in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland // Internat. Geol. Rev. 1998. № 41. P. 287–333.
- Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. № 3. P. 485–494.
- Ludwig K.R. PBDAT for MS-DOS. A computer program for IBM-PC compatibles for processing raw Pb-U-Th isotope data // US Geol. Surv. Open-File. 1987. Rep. 88–542. 40 p.
- Ludwig K.R. ISOPLOT/EX version 1.00. Berkeley Geochronology Center. Special Publication. 1998. № 1. P. 1–43.
- Nironen M. The Svecofennian Orogen: a tectonic model // Precamb. Res. 1997. V. 86. № 1–2. P. 21–44.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, northeastern Finland // J. Petrology. 1996. V. 37. № 6. P. 1359–1383.
- Simonen A. The Precambrian in Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1980. № 304. 58 p.
- Vaisanen M., Manttari I., Holttä P. Svecofennian magmatic and metamorphic evolution in southwestern Finland as revealed by U-Pb zircon SIMS geochronology // Precamb. Res. 2002. V. 116. P. 111–127.
- Vaasjoki M., Ramo O.T. New zircon age determinations from the Wiborg rapakivi batholith, southeastern Finland // Geol. Surv. Finland Spec. Paper. 1989. № 8. 132 p.

Рецензенты Е.В.Бибикова,
В.А.Глебовицкий, М.А. Семихатов

УДК 551.7:552.53

ЭВОЛЮЦИЯ ЭВАПОРИТОВ В ДОКЕМБРИИ В СВЯЗИ С ПРЕОБРАЗОВАНИЯМИ БИОСФЕРЫ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИРОВОГО ОКЕАНА

Статья 1. Эвапориты архея и раннего протерозоя

© 2005 г. М. А. Жарков

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 27.11.2003 г.

Рассматривается возрастное положение, пространственное размещение и состав установленных эвапоритов архея и раннего протерозоя. Выясняется ограниченное развитие архейских и раннепротерозойских эвапоритов на Земле. Подавляющее их число представлено разнообразными псевдоморфозами, глиптоморфозами и фановыми образованиями, первичный состав которых принимается гипсовым. Ограниченное развитие архейских и раннепротерозойских гипсов (ангидритов) связывается с относительно небольшим содержанием сульфатов в морских водах, а также с тем, что в это время сульфатный резерв мирового океана не достиг современного стационарного уровня. Вместе с тем, предполагается, что в ранние этапы существования Земли в архее и раннем протерозое сформировалось в океанских водах достаточное количество сульфата для накопления маломощных линз и прослоев гипса. Их отсутствие в разрезах архея и раннего протерозоя объясняется широким развитием в эвапоритовых бассейнах анаэробно-окислительных процессов под воздействием сульфатредуцирующих бактериальных сообществ, в результате чего сульфат кальция преобразовывался в арагонит. Предполагается, что состав морской воды в архее и раннем протерозое, pH и $r\text{CO}_2$ способствовал биогенному образованию известняков и накоплению их хемогенным путем в эвапоритовых бассейнах. Отмечено ограниченное количество данных для установления аридных поясов в архее и раннем протерозое. Возможность их существования в виде протяженных зон вполне допускается. Декларируется последовательное возрастание сульфатов в водах мирового океана и возможность формирования стационарного сульфатного резерва в начале рифея.

Ключевые слова: Эвапориты, архей, ранний протерозой, сульфаты, сульфат-редукция, аридные климатические пояса.

ВВЕДЕНИЕ

Эвапоритовый седиментогенез, связанный с процессами осадкообразования при испарении морских или континентальных вод, формированием рассолов различной концентрации и состава, их воздействием на осадочную и другие оболочки Земли, имел исключительно широкое развитие на всем протяжении геологической истории. Вместе с тем, эволюция эвапоритов до сих пор, как правило, рассматривалась начиная только с фанерозоя, тогда как сведения о докембрийской истории эвапоритообразования оставались и до настоящего времени остаются изученными крайне недостаточно, а фундаментальные обобщения по этой проблеме практически отсутствуют. Такое положение не отвечает современным знаниям о возрастном размещении эвапоритовых пород и минералов в протерозое и архее и, кроме того, не позволяет восстановить весьма важные аспекты эволюции процессов эвапоритового осадкообразования, которые оказывали существенное влияние на многие закономерности формирования земной коры и атмосферы и были тесно связаны

с изменениями химического состава мирового океана на протяжении архейской и протерозойской истории геологического развития Земли.

Исследование эволюции эвапоритов в докембрийской истории позволяет восстановить многие аспекты климатической зональности на континентах Земли, особенно положение аридных поясов – субтропических и тропических, внутриконтинентальных и прибрежных бассейнов, где создавались исключительно благоприятные условия для развития организмов. Следует также иметь в виду важные связи между формированием эвапоритов и образованием современного солевого состава вод мирового океана. В целом, можно отметить, что изучение эволюции эвапоритов в докембрии имеет большое значение в познании многих проблем эволюции ранней биосферы. Исследования в этом направлении, как представляется, весьма актуальны и своевременны.

Некоторым из этих проблем намечается посвятить цикл самостоятельных, но взаимосвязанных друг с другом статей.

Главное внимание в настоящей статье будет уделено общим сведениям об эвапоритах, а также анализу закономерностей пространственного и возрастного размещения архейских и раннепротерозойских эвапоритов на Земле и обоснованию ряда выводов, связанных с преобразованиями солевого состава вод мирового океана.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВОЗРАСТНОГО И ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ АРХЕЙСКИХ И РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЭВАПОРИТОВ

Еще совсем недавно представления о докембрийских эвапоритах были весьма ограничены. Долгое время в геологической литературе развивались идеи о том, что эвапоритовое осадконакопление и, в особенности, формирование соленосных бассейнов происходило, начиная только с кембрийского времени.

В этой связи, как правило, анализировались лишь история и эволюция фанерозойской эвапоритовой седиментации. В последние годы эти представления существенно изменились, в первую очередь, в связи с появлением все более увеличивающегося количества фактического материала о распространении в различных регионах мира эвапоритовых толщ, серий, пород и минералов докембрийского возраста. Сейчас уже накопилось такое количество данных о докембрийских эвапоритах, что вопрос об их существовании в протерозое и архее не вызывает сомнений. Опубликовано большое число обобщающих сводок и сводных работ по эвапоритам докембрийского возраста, в которых анализируются различные аспекты докембрийского эвапоритового осадкообразования в разных регионах и областях Земли (Каргатъев, 1970; Виноградов и др., 1976; Виноградов, 1977; Сердюченко, 1972, 1975, 1980, 1985; Салоп, 1967; Жарков, 1974, 1981, 1989, 2001; Жарков, Яншин, 1980; Мерзляков, 1986, 1991; Работнов, 1973; Grotzinger, 1989; Wells, 1980 и др.).

В качестве возрастной шкалы докембрия, которая принята в настоящей работе, используется российская стратиграфическая шкала, утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом в 2001 г., а также общепризнанные подразделения верхнего протерозоя (Семихатов и др., 1991; Семихатов, 1995; Семихатов и др., 2000). Согласно этим представлениям архей подразделяется на нижнеархейскую и верхнеархейскую эратемы, граница между которыми проводится на возрастном уровне 3200 млн. лет. Возрастной уровень между археем и протерозоем принимается по границе 2500 млн. лет. Нижнепротерозойская и верхнепротерозойская эратемы ограничиваются возрастом 1650 млн. лет. Верхний протерозой расчленяется на рифей и венд, причем рифей подразделяется на нижний (1650–1350 ± 50 млн. лет), средний (1350 ± 50–1030 млн. лет) и верхний рифей (1030–

600 млн. лет). Венд ограничивается возрастными 600 млн. лет и 531 млн. лет (Семихатов, 2000). Следует иметь в виду, что эти возрастные рубежи подразделений докембрия являются весьма условными и существует несколько иных, достаточно значительно различающихся схем. Широко используются подразделения международной шкалы, в которой обособляются эоархей (>3.6 млрд. лет), палеоархей (3.6–3.2 млрд. лет), мезоархей (3.2–2.8 млрд. лет), неоархей (2.8–2.5 млрд. лет), палеопротерозой (2.5–1.6 млрд. лет), мезопротерозой (1.6–1.0 млрд. лет) и неопротерозой (1.0–0.545 млрд. лет).

Приводимая ниже характеристика докембрийских эвапоритовых отложений осуществляется, главным образом, по схеме, принятой и разработанной в России. Главное внимание в настоящей статье уделяется архейским и раннепротерозойским эвапоритам, сведения о которых достаточно полные, а возрастное положение вполне обосновано имеющимися данными.

ЭВАПОРИТЫ АРХЕЙСКОГО ВОЗРАСТА

Одни из первых находок архейских эвапоритов обнаружены в пределах Алданского щита в составе пород федоровской свиты иенгской серии (возраст 3.2–3.5 млрд. лет). Они были выявлены В.А. Каргатъевым (1970) в пачке диопсидовых пород среди скаполит-полевошпатовых и диопсид-скаполит-полевошпатовых прослоев в среднем течении р. Элькон. Эти прослои содержат шлировые скопления ангидрита размером в первые сантиметры, а также крупные обособления (до 8–10 см) ангидрита. Изолированные кристаллические зерна ангидрита присутствуют также в диопсидовых плагиогнейсах и в реликтах эпидот-гранатовых метасоматитов. Петрографическое изучение диопсидовых пород подтвердило первичность ангидрита и его сингенетичность породообразующим компонентам других пород федоровской свиты.

Первичность образования сульфатных проявлений в скаполитсодержащих породах иенгской серии Алданского щита обосновывается изучением изотопного состава серы, проведенным В.И. Виноградовым, отметившим, что наиболее вероятным источником сульфатной серы в доломитовых мраморах федоровской свиты являются горизонты первичных сульфатов, которые могли быть развиты на больших территориях Алданского щита. В.И. Виноградов отмечает необычный изотопный состав серы, мало отличающийся от среднего для Земли и указывающий на то, что это мог быть "...первый сульфат, накопившийся в поверхностных (морских) водах на Земле в значительных количествах, т.е. время его накопления соответствует всплеску жизненной активности на планете и становлению кислородной атмосферы" (Виноградов, 1977, с. 108).

Предполагается, что развитые среди архейских и раннепротерозойских метаосадочных толщ “диопсидовые и скаполитсодержащие доломитовые мраморы и кальцифиры, скаполит-диопсидовые породы...и скаполит-диопсид-рогово-обманковые плагиоклазовые гнейсы представляют собой результат метаморфизма соленосных (и засоленных) древних осадков...” (Сердюченко, 1972, с. 32). Для образования скаполита нужна значительная масса летучих компонентов: H_2O , Cl , F , SO_2 , CO_2 и др., а также Na и K , которые имелись в составе древних соленосных осадков.

Учитывая эти данные, Л.И. Салоп (1967) допускает, что нижнепротерозойская чинейская подсерия удоканской серии Кодаро-Удоканской области Байкальского региона, обогащенная скаполитом, могла быть соленосной формацией.

О.П. Сердюченко (1972) отмечает, что подобные архейские серии, возможно, первоначально соленосные, могли быть распространенными во многих регионах мира, в частности в южной и северо-западной Австралии, в шведской части Лапландии, в ряде районов Канадского щита, на юго-востоке Мадагаскара, на Кольском полуострове и в других регионах.

Приводить подробную характеристику этих диопсид- и скаполитсодержащих толщ архея мы в настоящем очерке не будем, поскольку они достаточно подробно описаны в уже упомянутых публикациях, а также потому, что сама эта проблема требует самостоятельного анализа, который выходит за рамки настоящей работы. Важно лишь отметить, что проблема эвапоритов эпохи раннеархейского развития Земли является весьма сложной и остается до сих пор еще не решенной. Сейчас же в нашу задачу входит описание достаточно твердо установленных проявлений эвапоритов архейского и раннепротерозойского возраста.

Весьма полно освещены архейские эвапориты в Австралии (Wells, 1980). Наиболее древние из них с возрастом 3.4 млрд. лет (ранний архей) отмечены в Западной Австралии в пределах блока Пилбара. Здесь выявлены глиптоморфозы барита по гипсу, а также кремнистые псевдоморфозы по одиночным и двойниковым кристаллам гипса и по кубическим кристаллам галита. Все проявления приурочены к пачке баритов, которые чередуются со слоистыми кремнями и кремнистыми аренидами; по разрезу встречаются метаморфические мафические и ультрамафические вулканы. Пачка имеет мощность около 30 м и приурочена к формации баритов Норт-Поле группы Варравуна. Предполагается, что первоначально ее состав был сульфатно-карбонатным (Dunlop, 1978; Lambert, 1978; Lambert et al., 1978). И.Б. Ламберт предполагает, что первичные сульфаты были окислены сульфатредуцирующими организмами. Считается, что формация Норт-Поле в целом формировалась в изолированном морском эвапо-

ритовом бассейне или в озерном водоеме (Buick, 1992; Buick, Dunlop, 1990).

На территории Западной Австралии в бассейне Фортескью среди отложений группы Хамерсли серии Наллагайн позднего архея (2.7 млрд. лет) обнаружены глиптоморфозы карбоната по кубическим кристаллам галита. Они приурочены к прослоям, залегающим среди карбонатных строматолитовых пород, и имеют достаточно широкое распространение (Buick, 1992). Предполагается, что формирование всех этих отложений, в том числе и тех, где найдены глиптоморфозы по каменной соли, формировались в озерном соленом бассейне, который периодически связывался с шельфовым морским водоемом. Р. Бюик (Buick, 1992, с. 76) отмечает, что присутствие только глиптоморфоз по галиту и отсутствие гипсовых глиптоморфоз может свидетельствовать о том, что в эвапоритовом бассейне Фортескью формировался неполный эвапоритовый парагенез от карбоната прямо к галиту без промежуточной стадии сульфатной седиментации, что, по его мнению, и свидетельствует об озерных обстановках эвапоритовой седиментации. Вместе с тем, как замечают Дж.П. Гротзингер и Ф. Кастинг (Grotzinger, Kasting, 1993), подобный парагенез мог быть связан с иным составом морской воды в позднем архее, а именно с недостаточным количеством или даже отсутствием в ней сульфатной составляющей. Нужно заметить, что присутствие в позднеархейской серии Наллагайн только галитовых псевдоморфоз может быть объяснено совсем другими причинами, в частности, циркуляцией высокоминерализованных рассолов или процессами сульфатредукции на дне озерного водоема, что часто наблюдается и в фанерозойских эвапоритовых бассейнах. Связывать отмеченный факт с какими-либо обстановками седиментации следует с большой осторожностью.

Еще одна находка верхнеархейских псевдоморфоз по гипсу и, возможно, ангидриту, выявленная также на территории Западной Австралии в Калгурли, приурочена к пластам Блек-Флег, возраст которых определяется древнее чем 2675 ± 35 млн. лет (Golding, Walter, 1979). Здесь достаточно широко распространены псевдоморфозы анкерита по гипсу в составе образований, которые простираются на несколько километров. Предполагается, что формация Блек-Флег накапливалась на значительной площади в прибрежной сабховой зоне приливо-отливной полосы мелководного моря.

Исключительно подробно и всесторонне описаны (Sumner, Grotzinger, 2000) позднеархейские псевдоморфозы из трех районов Южной Африки: 1) Кампбеллранд-Малмани карбонатной платформы, возраст которой определяется как 2.55–2.52 млрд. лет; эта платформа распространена в провинциях Кап и Трансвааль на площади

190000 км² и имеет мощность около 1.5 км; в Капской провинции она выделяется в субгруппу Кампбеллранд, а в Трансваальской провинции – в субгруппу Малмани; предполагается, что карбонатная платформа могла формироваться в целом на площади свыше 600000 км² в пределах кратона Каапваал в Южной Африке; 2) Белингстонского Гринстонского пояса из Зимбабве Южной Африки с возрастом ~2.7 млрд. лет; 3) Булауайо Гринстонского пояса в Зимбабве, имеющего возраст около 2.6 млрд. лет. Кроме того, ими же приведена характеристика псевдоморфоз из группы Стипрок, распространенной в штате Онтарио (Канада), возраст которой составляет ~2.7 млрд. лет.

Все эти позднеархейские псевдоморфозы имеют известняковый или доломитовый состав и состоят более 50% карбонатных платформ, среди которых развиты крупные строматолиты. Псевдоморфозы образованы кристаллическими щетками и скелетными фанами, которые представляют собой мозаику карбонатных кристаллов с беспорядочно ориентированными осями, нередко имеющими вытянутую форму клиньев или образующими шлейфы включений волокнистого характера, а также перья с тупыми окончаниями. Большие кристаллы псевдоморфоз расходятся наружу и достигают размеров от нескольких сантиметров до метровой высоты, образуя веерообразные формы. Предполагается (Sumner, Grotzinger, 2000), что подобные псевдоморфозы развиты во многих позднеархейских хорошо сохранившихся карбонатных платформах мира.

Среди подобных образований, которые обычно именуются псевдоморфозами или фанами, нередко встречаются мелкие глиптоморфозы карбоната по гипсу или по кубическим кристаллам галита. Именно эти находки в большинстве случаев позволяли ряду исследователей считать, что почти все вышеописанные псевдоморфозы, даже крупного размера, могли быть гипсовыми розетками, а все содержащие их карбонатные серии позднеархейского возраста могли первоначально иметь сульфатно-карбонатный состав и быть связанными с эвапоритовым осадконакоплением.

Так, например, карбонатную платформу Кампбеллранд-Малмани считают образовавшейся в пределах внутренней открытой субтайдальной зоны, а также в супратайдальной эвапоритовой обстановке. Карбонатную толщу с псевдоморфозами и фанами формации Чешире Белингстонского Гринстонского пояса также частично увязывали с эвапоритовыми фациями (Martin et al., 1980). Предполагалось, что каждый цикл пограничного участка в кровле псевдоморфозного фана формации Чешире, перекрытого строматолитовым карбонатом, фиксируют финальную стадию эвапоритового цикла седиментации. Псевдоморфозы из группы Стипрок (Онтарио, Канада) считали сформированными по гипсовым розеткам (Hof-

man, 1981), а большие кристаллы псевдоморфоз (до 25 см) также интерпретировали как первоначально гипсовые (Walker, 1983).

Итак, краткая характеристика хорошо известных эвапоритовых проявлений архейского возраста вполне однозначно свидетельствует о том, что среди многих архейских толщ на разных континентах Земли (в Сибири, Австралии, Африке, Мадагаскаре) присутствуют не только глиптоморфозы по гипсу и галиту, но также отмечаются достаточно крупные находки гипсовых нодулей и кристаллов среди высокометаморфизованных толщ. Наиболее показательны в этом отношении шлировые скопления, крупные обособления и изолированные кристаллы гипса в раннеархейской федоровской свите Алданского щита Сибири, а также небольшие по размеру глиптоморфозы по кристаллам гипса и галита во многих других позднеархейских карбонатных толщах. Они свидетельствуют о том, что в морской воде раннего и позднего архея присутствовало определенное и даже вполне значительное количество сульфатного иона. Вместе с тем, следует подчеркнуть, что подавляющее большинство проявлений эвапоритов архейского возраста представлены разнообразными глиптоморфозами и псевдоморфозами по гипсу и, реже, по галиту. Этот факт, вполне возможно, может указывать на относительно небольшое содержание сульфата кальция в морской воде архейского времени. Возможно, его количество было в несколько раз ниже, чем в современной океанской воде, и это приводило к принципиально другому, может быть гораздо меньшему содержанию сульфатов в морской воде на протяжении архея, что могло приводить к иной последовательности эвапоритовой седиментации в эту эпоху, возможно, даже без стадии сульфатного осадконакопления, как предполагает ряд исследователей (Grotzinger, Kasting, 1993; Sumner, Grotzinger, 2000). Заметим, что имеющиеся факты об эвапоритах архея позволяют предполагать весьма широкое развитие в это время сульфатредуцирующих процессов, ограничивающих развитие сульфатно-кальциевого накопления в шельфовых зонах мелководных морей.

ЭВАПОРИТЫ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА

Раннепротерозойские эвапориты установлены на территориях Северной Америки и Австралии. Их характеристику мы начнем с областей Северной Америки, где изученность эвапоритовых образований и проявлений раннего протерозоя гораздо более высокая.

Исключительно интересные взаимоотношения карбонатных и эвапоритосодержащих отложений установлены на востоке Большого Невольничьего озера (Северо-Западная Территория Ка-

нады) между группой Петей и вышележащей формацией мегабрекчий Старк. Преимущественно карбонатная группа Петей имеет нижнепротерозойский возраст (1.88 млрд. лет) и формирует мелководную карбонатную платформу (Hoffman, 1974; Hoffman et al., 1977). Она подразделяется снизу-вверх на формации Дуглас, Талтелеби, Утсинги, Уилдбред и Херне. Карбонатная платформа замещается в глубоководной части на турбидиты и столбчатые мергели формации Бланчет. Самая верхняя часть группы Петей, выделяемая в формацию Херне мощностью около 100 м, сложена столбчатыми известняками и строматолитовыми карбонатами в мелководной зоне, а также ритмичными известняками в глубоководной части бассейна. Эта верхняя формация группы Бланчет несогласно перекрывается мегабрекчиевой толщей формации Старк, которая интерпретируется как образованная растворением и переработкой соленосных отложений (Hoffman et al., 1977). Брекчия состоит из жеообразных разрозненных блоков строматолитовых карбонатов размером от 50 до 1000 м, сцементированных красными мергелями. В составе, ниже и выше мегабрекчий формации Херне, широко распространены разнообразные кристаллы каменной соли. Самая верхняя формация Пеканатуй группы Петей, развитая в глубоководной части, также содержит плотно упакованные галитовые кристаллы среди карбонатных пород; галитсодержащие прослои имеют суммарную мощность около 1 м. Предполагается, что условия образования рассмотренного разреза были следующими (Hoffman et al., 1977, с. 125). В конце формирования карбонатов Петей в бассейне накапливались соленосные отложения, возможно, несколько десятков метров мощности. Они были преимущественно галитсодержащими и в последующем оказались размытыми, в результате чего и сформировалась пачка мегабрекчий. При интерпретации этого эвапоритсодержащего разреза (Grotzinger, Kasting, 1993) обращается внимание на отсутствие здесь сульфатных пород и, следовательно, неполную последовательность эвапоритовой седиментации. Д.П. Гротзингер на этой основе считает, что в эпоху раннего протерозоя было ограниченное количество сульфат-кальция в палеопротерозойской морской воде этого региона.

На северо-западе Канады такой же неполный разрез эвапоритовых образований предполагается в составе формации Рокнест (возраст 1.9 млрд. лет). Она представлена преимущественно строматолитовыми карбонатными породами, формирование которых происходило в обстановках изолированных приливно-отливных фаций с периодической эвапоритовой седиментацией (Grotzinger, 1989; Grotzinger, Kasting, 1993). В разных частях разреза формации отмечены карбонатные глиптоморфозы по галиту среди карбонатных пород.

Как отмечает Дж. Гротзингер (Grotzinger, 1989), среди отложений формации Рокнест полностью отсутствуют глиптоморфозы по гипсу или ангидриту, хотя седиментологические и изотопные данные вполне достаточны для широкого развития условий сульфатно-кальциевого осадконакопления. По мнению указанного автора, это может свидетельствовать, что и здесь эвапоритообразование могло происходить минуя стадию сульфатонакопления. Такое предположение для формации Рокнест представляется недостаточно обоснованным, потому что наличие одних разбросанных по разрезу глиптоморфоз по кубическим кристаллам каменной соли могло быть связано с совсем другими причинами, а не только с малым содержанием сульфата в океанской морской воде этого времени.

Вместе с тем, на территории Канады в ряде регионов отмечаются глиптоморфозы по гипсу и ангидриту среди раннепротерозойских толщ. Так, в районах севернее озер Верхнего и Гурон они установлены в слабо измененных терригенных породах формации Гарден-Лейк нижнепротерозойской части серии Гурон (Sims et al., 1981). В восточной части п-ва Лабрадор, в пределах Центрально-Лабрадорского трога, глиптоморфозы по гипсу и ангидриту присутствуют в карбонатных породах нижнепротерозойской формации Денаулт группы Ноб Лейк (Wardle, Bailey, 1981). На о-ве Белчер в Гудзонском заливе псевдоморфозы по гипсу отмечены в терригенно-карбонатной толще формации Маклерк нижнепротерозойской группы Белчер (Ricketis, Donaldson, 1981). В районе Большого Невольничьего озера многочисленные глиптоморфозы по гипсу и ангидриту в аргиллитах и глинистых сланцах формаций Старк и Гибралтар отмечены в верхах этих раннепротерозойских формаций (Hoffman, 1981). Все эти данные, таким образом, свидетельствуют о том, что на территории Канады, кроме неполных разрезов раннего протерозоя без сульфатных проявлений, развиты также гипсовые и ангидритовые глиптоморфозы и псевдоморфозы среди карбонатных и терригенных образований раннего протерозоя. Они имеют, как правило, ограниченное распространение, но наличие сульфатных проявлений в раннепротерозойских толщах здесь несомненно.

Эвапориты раннего протерозоя обнаружены также в целом ряде областей Австралии. В пределах Северной Территории в геосинклинали Пайне-Крик на площади Урановых полей Джунгли-Рум и Аллигатор-Ривер выявлены многочисленные дискоидальные глиптоморфозы по гипсу и кубическим кристаллам галита среди доломитов Келия и Кумалия формации Кахилл, которая имеет возраст около 2.2 млрд. лет (Crick, Muir, 1979, 1980; Wells, 1980; Muir, 1987). Считается, что эта формация, преимущественно сложенная строматолитовыми карбонатами, сформирова-

лась в аридной обстановке в пределах сабхи, супратайдальной и литоральной зонах; ее образование нередко было связано с субаквальными условиями. В этом же регионе среди отложений формации Куплин нижнего протерозоя (1.9–1.8 млрд. лет) обнаружены магнезитовые, доломитовые и кремнистые глиптоморфозы по гипсу, ангидриту и галиту. В карбонатных псевдоморфозах установлены реликтовые остатки сульфат-кальция. В целом же обстановки накопления этих эвапоритсодержащих отложений считаются прибрежными сабховыми (Crick, Muir, 1979).

Весьма интересные находки, возможно, эвапоритовых пород и минералов установлены на территории северо-западного Квинсленда в составе формации Корелла, возрастное положение которой определяется переходной от нижнего к верхнему протерозою (риффею) (1.74–1.54 млрд. лет по данным Page (1983)). Эта формация содержит кристаллические отпечатки, сходные со скаполитами, залегающие среди черных аргиллитов, аренитов и карбонатных пород, которые метаморфизованы до зеленосланцевой стадии. Скаполитоподобные кристаллы, по мнению ряда авторов (Connog et al., 1982), возможно, были первоначально эвапоритовыми минералами, сформировавшимися в раннем диагенезе. Некоторые кристаллические формы имеют дискоидальную форму и являются псевдоморфозами по дискоидальному гипсу, который накапливался в сабховой обстановке. Имеющие кварцевые нодулы интерпретируются как глиптоморфозы по ангидриту. Наблюдаемые здесь шортитовые образования и двойные образования карбонатно-содового состава также могут свидетельствовать об эвапоритовом происхождении формации. Допускается их формирование при эвапоритизации морской воды, а сами шортитовые образования являлись преобразованным ангидритом диагенетического захоронения.

Большое число проявлений эвапоритовых минералов выявлено в бассейне Макартур на Северной Территории Австралии (Jackson et al., 1987; Walker et al., 1977; Muir, 1979, 1987; Winefield, 2000). В прибрежных зонах бассейна (на северо-востоке) они приурочены к группе Макартур и составляющим ее супергруппам Амболуга и Баттон. Возраст этих образований считается древнее 1.64 млрд. лет (Page, 1981). Обе супергруппы имеют преимущественно доломитовый состав, но в нижней половине супергруппы Амболуга присутствуют пласты и пачки терригенных пород. По всему разрезу супергруппы Амболуга, которая подразделяется снизу вверх на формацию Маллапунья, доломиты Амелия, песчаники Татула, формацию Туганини, доломиты Еммеруга, доломиты Тина, формацию Барней Крик и доломиты Реуард, обнаружены слепки и псевдоморфозы по гипсу, нодулам ангидрита и кристаллам галита. Гипсовые слепки имеют линзовидную, дискоидальную, призматическую, либо овальную формы.

Аналогичные глиптоморфозы присутствуют и в низах супергруппы Баттен формации Линотт.

Особенно широко развиты кристаллы по галиту в доломитах Амелия и в нижележащей формации Маллапунья. Многие из этих кристаллов внутри состоят из песчаного материала и сформировались после растворения галита в результате эвапоритизации соленых поверхностных вод. Другие кристаллы псевдоморфоз, образованные кремнем или карбонатом, образовались в раннем диагенезе, как было выяснено при изучении аналогичных псевдоморфоз в современных условиях в Мертвом море (Neev, Emery, 1967). Условия формирования всех отложений группы Макартур определяются здесь как прибрежные, преимущественно в супратайдальной сабховой зоне, весьма сходной по своему строению с современной сабховой областью Аравийского залива.

В крайних северных районах бассейна Макартур эвапоритовые породы обнаружены в составе группы Натан среди формаций Балбирини доломитов и Дангамини (Jackson et al., 2000). Доломиты Балбирини в нижней части содержат эвапоритовую пачку, к которой приурочены многочисленные псевдоморфозы по гипсу и галиту среди доломитов, аргиллитов и алевролитов. Аналогичные псевдоморфозы по галиту отмечены и в формации Дангамини, но здесь они сложены песчанистыми карбонатами.

Завершая краткую характеристику проявлений эвапоритов раннего протерозоя, следует подчеркнуть, что все охарактеризованные глиптоморфозы и псевдоморфозы по гипсу и галиту, с одной стороны, весьма сходны с вышеописанными проявлениями архейского возраста. Они также характеризуются своей разбросанностью по разрезам, редким компактным залеганием в виде сколько-нибудь протяженных прослоев, а также иногда неполной (с выпадением сульфатно-кальциевой составляющей) последовательностью эвапоритовых, даже рассеянных накоплений. Вместе с тем, раннепротерозойские эвапоритовые псевдоморфозы и глиптоморфозы, несомненно, выглядят гораздо более четкими и их эвапоритовая природа устанавливается с гораздо большей определенностью.

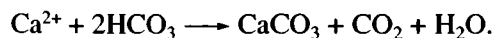
Вполне вероятно, что эпоха раннего протерозоя характеризовалась последовательным возрастанием количества сульфатно-кальциевой составляющей в водах мирового океана, а содержание сульфатов к концу среднего рифея постепенно стремилось к достижению стандартно постоянного солевого состава основных компонентов, приближающегося к наблюдаемому в современной морской воде. Об этом свидетельствует, тот факт, что полная седиментационная эвапоритовая последовательность, в которой за карбонатами следуют сульфатно-кальциевые пласты значи-

тельной мощности, а затем пачки и пласты каменной соли, зафиксирована со времени начала позднего рифея, т.е. примерно с возраста 1.3 млрд лет в бассейне Амадиес в Австралии, что будет детально рассмотрено в следующей статье.

Таким образом, можно отметить, что изучение эвапоритов архея и раннего протерозоя позволяет уточнить один из важнейших этапов биосферных преобразований на Земле, связанный со становлением постоянного солевого состава основных компонентов океанских вод, формированием сульфатного резерва морских вод, а также детализировать целый ряд палеогеографических и седиментологических проблем.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Остановимся, в первую очередь, на проблеме становления химического состава морских вод, так как ее решение тесно связано с процессами эвапоритовой седиментации. В последние годы при более детальном исследовании докембрийских эвапоритов и карбонатов стала развиваться точка зрения о том, что солевой состав морских вод мог в архее и раннем протерозое принципиально отличаться от современного, который установился примерно, начиная с рифея или даже с конца раннего протерозоя (~1.8–1.6 млрд. лет) (Grotzinger, 1989; Kempe, Degens, 1985; Grotzinger, Kasting, 1993; Sumner, Grotzinger, 2000). Подобные взгляды основываются главным образом на анализе распространения и состава эвапоритов, а также последовательности эвапоритовой седиментации в архейскую и палеопротерозойскую эпохи. Исследования привели вышеотмеченных авторов к выводу о том, что морские воды этого времени во-первых, имели низкое содержание сульфатов, а во-вторых, что кальций, растворенный в морской воде, мог всецело удаляться в процессе испарения морской воды при формировании карбоната кальция по реакции



Результат незначительного содержания сульфатов и двойного увеличения концентрации бикарбонатного иона в океанских водах должен был способствовать ограниченному накоплению гипса в процессе испарения морской воды или даже его полному отсутствию в неполных эвапоритовых ассоциациях. Одновременно с этим предполагается, что большинство карбонатных пород в этой связи могли быть первоначально арагонитового состава (Grotzinger, Kasting, 1993). Таким образом, архейская и, возможно, раннепротерозойская эпохи, по мнению указанных авторов, должны были характеризоваться незначительным или полным отсутствием сульфатнакопления и глобальной арагонитовой седиментацией при формировании большинства карбонатных платформ.

Приведенный фактический материал по распространению и составу архейских и раннепротерозойских эвапоритов в определенной мере подтверждает точку зрения Дж. Кастинга и Дж. Гротзингера (Grotzinger, Kasting, 1993), а также Д. Самнера и Дж. Гротзингера (Sumner, Grotzinger, 2000) о небольшом содержании сульфатов в морских водах архейского и раннепротерозойского возраста. Об этом свидетельствуют, как отмечалось в предыдущем разделе, полное отсутствие сколько-нибудь значительных по мощности пластов архейских и раннепротерозойских гипсов и/или ангидритов во всех областях Земли, даже в тех случаях, когда установлены проявления галитовых псевдоморфоз и глиптоморфоз. Этот факт может свидетельствовать, что в рассматриваемые эпохи сульфатный резерв мирового океана еще не достиг современного уровня. Однако приведенные данные, одновременно с этим, показывают, что сульфат кальция в морских водах архейско-раннепротерозойской эпохи существовал в довольно существенном количестве, что подтверждается прямыми находками ангидритовых нодулей и кристаллов в раннеархейской иенгурской серии Алданского щита Сибири, а также четких псевдоморфоз по гипсовым кристаллам во многих регионах континентов. Формирование сульфата в самые ранние этапы архея происходило в результате окисления атмосферным кислородом вулканического SO_2 и сульфидов (Гаррелс, 1975). Сульфат несомненно поступал в воды океанов, образуя там достаточно значительные количества, как считают некоторые исследователи (Walker, 1983; Walker, Brimblecombe, 1985). Допускается даже, что содержание сульфата в архейских морских водах могло быть вполне достаточным для образования существенных скоплений сульфата кальция и в позднем архее, и в раннем протерозое. Мы разделяем именно эту точку зрения. В настоящей статье нет возможности детально проанализировать эту проблему, связанную с анализом процессов формирования и появления кислородного резервуара, а также резервуаров окисного железа, неорганического и органического углерода в связи с ранними этапами эволюции биосферы и океана. Имеющиеся данные могут свидетельствовать лишь о гораздо большем содержании сульфатов в архейско-раннепротерозойских морских водах, чем предполагают Дж. Гротзингер с соавторами. Такие данные могут подтверждать также все установленные псевдоморфозы и фановые образования. Их более обоснованно, по нашему мнению, следует считать сформировавшимися за счет замещения сульфатно-кальциевых (гипсовых) образований, как предполагает большинство исследователей.

Если это предположение принять в качестве вполне возможного, то тогда возникает вопрос, почему не наблюдаются нигде на Земле крупных или хотя бы значительных по мощности сульфат-

но-кальциевых накоплений в регионах эвапоритовой седиментации, которые в архее и раннем протерозое тяготеют к прибрежным супратайдальным и сабховым зонам, где происходило формирование карбонатных платформ и создавались условия для сульфатной седиментации.

Как нам представляется, ответ на этот вопрос может сводиться к следующему. Сульфатно-кальциевые осадки во всех мелководных и тепловодных прибрежных зонах архея и раннего протерозоя подвергались анаэробному окислительно-восстановительному процессу, осуществляемому сульфатредуцирующими бактериями. В результате этого процесса гипсоносные осадки не только линзообразного залегания или имеющие разнообразную форму включений, но даже протяженные слои и пласты становились арагонитового состава, а формирующийся при этом сероводород удалялся в атмосферу. Приходится также предполагать, что сульфатредуцирующий бактериальный процесс осуществлялся в то время на всей, даже очень значительной площади мелководных зон карбонатно-эвапоритовых платформ. В этой связи можно допустить, что архейско-раннепротерозойское время было эпохой существования и глобального развития в шельфовых и эпиконтинентальных мелководных морях сульфатредуцирующих микробных сообществ на Земле. Подобные соображения приводят к очевидному заключению о том, что в архее и раннем протерозое в прибрежных зонах морей не могли создаваться условия для донного накопления арагонита при испарении морской воды. Арагонит, по всей вероятности, является продуктом сульфатредуцирующих бактериальных сообществ.

Анализ возрастного положения вышеохарактеризованных проявлений архейских и раннепротерозойских эвапоритов позволяет разделить их на четыре возрастных группы: палеоархейскую, возрастное положение которой определяется цифрами 3.5–3.2 млрд. лет; неоархейскую, возраст которой колеблется в пределах от 2.7 до 2.5 млрд. лет; первую группу раннего протерозоя, приуроченную к середине раннего протерозоя с возрастом 2.2–2.17 млрд. лет; вторую группу раннего протерозоя, ограниченную возрастными рамками 1.9–1.68 млрд. лет. Палеоархейская группа объединяет два проявления, одно из которых находится в пределах Алданского щита Сибири (иенгская серия), а второе расположено на западе Австралии (формация Норт-Поле группы Варравуна). Неоархейская группа содержит значительное количество проявлений эвапоритов, обнаруженных в Австралии и в Африке. В Австралии это эвапориты группы Хамерсли бассейна Фортезкью и формация Блек-Флег района Калгурли Западной Австралии. В Африке установлены эвапориты в субгруппах Кампбеллранд и Малмани Капской и Трансваальской провинций, в Зим-

бабве в пределах Беллингстонского пояса, а также в зеленосланцевом поясе Булауайо. В составе третьей группы – раннепротерозойской – установлено два проявления эвапоритов: в Северной Америке в пределах Лабрадорского трога в группе Ноб Лейк и в районе Гудзонова залива и прилегающих территорий в группе Белчер. Четвертая группа, соответствующая верхам раннего протерозоя, охватывает шесть находок эвапоритовых псевдоморфоз – две в Северной Америке: в группе Петей и в формации Старк на Северо-Западной Территории Канады, а также на той же территории в формации Рокнест, и четыре находки в Австралии: в формациях Кахилл и Куплит на Северной Территории, в формации Корелла в Западном Квинсленде и в доломитах Амелия в бассейне Макатур.

Как можно заметить, имеются очень ограниченные сведения по палеогеографическому расположению и климатической зональности для каждой из возрастных групп, обнаруженных в настоящее время эвапоритовых проявлений. Они позволяют сделать только несколько самых общих выводов и предположений. Во-первых, можно с ограниченной долей вероятности допустить, что в эпоху раннего архея на протяжении 3.5–3.2 млрд. лет, и в эпоху позднего архея в возрастных рамках 2.7–2.5 млрд. лет, а также в середине раннего протерозоя (2.2–2.17 млрд. лет) и в заключительном этапе позднего протерозоя (1.9–1.68 млрд. лет) на Земле существовали достаточно обширные по площади аридные зоны осадконакопления, где происходило формирование эвапоритово-карбонатных платформ. Они, по-видимому, занимали изолированные области разрозненных континентов и не составляли сколько-нибудь протяженные аридные климатические пояса. Вместе с тем, вполне возможно предположить, что в палеоархейском этапе (3.5–3.2 млрд. лет) на Земле существовали две аридные области, расположенные в разных полушариях Земли: Алданское и Западно-Австралийское. Аналогичные аридные области, приуроченные, возможно, к разным полушариям можно допустить также и для конца неоархея. Вместе с тем, если учесть распространение скаполит- и диопсидсодержащих метаморфических толщ, которые считаются первично эвапоритового (соленосного) образования, охарактеризованные в работах Л.И. Салопа (1967), Д.П. Сердюченко (1972, 1975, 1980) и др., то распространение архейских эвапоритовых серий значительно увеличится как по количеству, так и по площади. Архейская эпоха в этом случае будет заведомо теплой и на всем протяжении этой эпохи будут прослеживаться обширные аридные пояса в субтропических зонах как Северного, так и Южного полушарий.

Эвапориты середины раннего протерозоя, которые зафиксированы лишь в Северной Америке

и поэтому только здесь можно условно наметить хотя и достаточно протяженную, но единственную аридную область в пределах Лаврентийского континента. Что касается конца раннего протерозоя (1.9–1.68 млрд. лет), то в эту эпоху вновь намечаются 2 области эвапоритовой аридной седиментации в Северной Америке и в Австралии.

В целом же нужно еще раз подчеркнуть, что для эпох архея и раннего протерозоя данных об аридных зонах пока еще очень мало. Они позволяют очень приблизительно говорить о том, что климатическая зональность на Земле в эти древние эпохи, возможно, была сходной с фанерозойской и с современной, и на Земле уже существовали пояса как холодного, так и теплого, и, возможно, умеренного климата. По-видимому, также архейская эпоха имела более теплую биосферу, тогда как, начиная с раннего протерозоя, происходили более четко выраженные этапы чередования теплого и холодного состояния биосферы.

Следует еще раз обратить внимание на то, что предположение об относительно высоком содержании сульфата в морских водах архейского и раннепротерозойского времени говорит о том, что, хотя сульфатный резерв не достиг современного уровня, осаждение сульфата кальция в эвапоритовых бассейнах, как отмечалось, было вполне вероятным. В этом случае, допускать двойной концентрации бикарбонатного иона в морских водах нет никаких оснований. Отсутствие значительных зафиксированных накоплений сульфата кальция, как уже говорилось, могло быть связано с сульфатредуцирующими бактериальными процессами, при которых формировались арагонитовые карбонатные образования. Но принимая эти процессы в качестве более вероятных, приходится также допускать, что pH, pCO_2 океана, содержание Са и других постоянных компонентов было таким, при котором карбонат кальция мог формироваться лишь биогенным путем, либо в процессе эвапоритизации в виде известняковых, а не арагонитовых осадков. Об этом хорошо свидетельствуют исследования А.Б. Кузнецова и др. (2003) по изотопному составу Sr в нижнепротерозойских карбонатах Лабрадорского трога Канадского щита, подтверждающие выводы авторов (James, Choquette, 1983; Moore, 1989; Knoll, Sweet, 1990) о том, что первичный карбонатный осадок в группе Ноб-Лейк, где были отмечены эвапориты, имел известковый состав.

Нужно также иметь в виду, что на протяжении архея и раннего протерозоя воды мирового океана последовательно насыщались сульфатом, в результате чего к концу среднего рифея сульфатный резерв, по-видимому, достиг современного уровня, о чем свидетельствует массовое накопление гипса в ряде позднерифейских эвапоритовых бассейнов. Именно с этого времени начинаются глобальные процессы, затрагивающие не только осаждение

гипса, но и высвобождение CO_2 , благодаря переходу кальция из карбонатных пород в сульфатный резерв морской воды. В свою очередь эти процессы стимулируют фотосинтез, что приводит к выделению кислорода и его круговороту как в атмосфере, так и в океанах. Однако все эти процессы, фиксирующие переход к стационарному состоянию морской воды, требуют анализа, который неоднократно рассматривался во многих публикациях (напр., Гаррелс, 1975).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эвапориты, циклы эвапоритового осадконакопления, состав, последовательность и особенности формирования эвапоритовых отложений, а также пространственное размещение бассейнов эвапоритовой седиментации дают исключительно важные сведения для познания биосферных преобразований в докембрии, в том числе для выяснения эволюции химического состава океанских вод и установления палеоклиматической аридной зональности в древнейшие эпохи геологического развития Земли.

Выявленные к настоящему времени эвапоритовые проявления архея и раннего протерозоя по своему возрастному положению обособляются в четыре группы: две архейские с возрастным положением 3.5–3.2 млрд. лет и 2.7–2.5 млрд. лет и две раннепротерозойские, ограниченные возрастными рубежами 2.2–2.17 млрд. лет и 1.9–1.68 млрд. лет. Устанавливается, что количество обнаруженных находок эвапоритов возрастает как к концу архейского времени, так и к концу раннего протерозоя. В целом же количество выявленных эвапоритовых проявлений последовательно возрастает на протяжении от архея к завершающим этапам раннего протерозоя. Это, возможно, свидетельствует не только о степени изученности архейских и раннепротерозойских образований, но также и о последовательном возрастании к концу раннего протерозоя процессов эвапоритовой седиментации. Такое допущение позволяет декларировать возможность формирования стационарного сульфатного резерва в морских водах в начале рифея. Отмеченные возрастные рубежи установленного развития эвапоритов однозначно показывают, что в эти этапы на разных континентах Земли существовали обширные аридные области, которые, возможно, составляли отдельные части аридных климатических поясов, расположенных в разных полушариях Земли.

Изучение эвапоритов архея и раннего протерозоя свидетельствует о том, что подавляющее число эвапоритовых проявлений представлены псевдоморфозами, глиптоморфозами и фановыми конкрециями, которые интерпретируются большинством исследователей образовавшимися при замещении первичных гипсовых образова-

ний. Конкретно установленных первичных гипсовых нодулей и кристаллов, а также галитовых кристаллических форм зафиксировано ограниченное количество. Причем все галитовые кристаллы представлены либо отдельными формами среди карбонатных или терригенных образований, либо сонахождением разрозненных галитовых кристаллов, имеющих залегание, близкое к пластовому. Образование этих галитовых кристаллов могло быть связано с циркуляцией высокоминерализованных рассолов, а не процессов последовательной эвапоритовой седиментации.

Ограниченное распространение эвапоритовых псевдоморфоз и глиптоморфоз, а также гипсовых кристаллов и нодулей в архее и раннем протерозое свидетельствует об относительно ограниченном развитии сульфата в водах Мирового океана, а также о том, что сульфатный резерв морской воды в это время еще не достиг современного стационарного уровня. Вместе с тем, имеющиеся данные вполне однозначно свидетельствуют, что в морских водах этого времени сульфата было достаточное количество для его накопления в виде значительных по мощности слоев и пластов сульфата кальция (гипса) в бассейнах эвапоритовой седиментации. Отсутствие крупных накоплений сульфата кальция среди обнаруженных в архее и раннем протерозое эвапоритовых проявлений связывается с процессами анаэробного окислительно-восстановительного воздействия сульфатредуцирующих бактериальных сообществ. В этой связи допускается, что архейско-раннепротерозойское время было эпохой существования и глобального развития в шельфовых и эпиконтинентальных тепловодных морях аридных областей сульфатредуцирующих микробных сообществ, оказывающих влияние на преобразование сульфатных накоплений в эвапоритовых бассейнах в арагонитовые. Можно предполагать, что в архейско-раннепротерозойское время не создавались условия для глобального арагонитового осадконакопления в морях и океанах. Карбонатная седиментация осуществлялась либо биогенным путем в виде известняковых накоплений, либо в процессах эвапоритового осадкообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке фундаментальных исследований по программе № 6 "Проблемы зарождения биосферы и ее эволюция" и РФФИ (проект № 02-05-64334).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов В.И. О признаках былого существования эвапоритовых отложений в раннем докембрии (по данным изотопного состава серы) // Проблемы соленакпления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977. С. 105–108.
- Виноградов В.И., Реймег Т.О., Лейтес А.М., Смелов С.Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли // Литология и полезн. ископ. 1976. № 4. С. 12–27.
- Гаррелс Р.М. Круговорот углерода, кислорода и серы в течение геологического времени. М.: Наука, 1975. 48 с.
- Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 392 с.
- Жарков М.А. Проблемы эвапоритового осадконакопления в докембрии // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 6. М.: Наука, 1981. С. 46–51.
- Жарков М.А. Эвапоритовый седиментогенез в истории Земли // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Седименто- и литогенез. М.: Наука, 1989. С. 68–74.
- Жарков М.А. Эволюция эвапоритового осадконакопления в геологической истории: новые данные, состояние проблемы // Фундаментальные проблемы геологии и тектоники Северной Евразии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. С. 94–95.
- Жарков В.А., Яншин А.Л. Эволюция сульфатонакопления в геологической истории // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 96–103.
- Каргатъев В.А. Ангидрит в диопсидовых районах // Минеральное сырье. Вып. 22. Минералогия и петрография. М.: Недра, 1970. С. 65–74.
- Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в нижнепротерозойских карбонатах с аномально высоким содержанием ^{13}C , надсерия Канинско, Лабрадорский трог Канадского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 3. С. 3–14.
- Мерзляков Г.А. Докембрийские сульфатные толщи Алданского щита // Проблемы формационного анализа. Новосибирск: Наука, 1986. С. 146–155.
- Мерзляков Г.А. Верхнепротерозойские сульфаты и условия их образования // Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск: Наука, 1991. С. 50–59.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.–Л.: Гостоптехиздат, 1940. Ч. 1. 476 с. Ч. 2. 420 с.
- Работнов В.Т. Эвапоритовые образования докембрия // Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973. С. 71–72.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967. 699 с.
- Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–16.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Rb-Rb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. АН. 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.
- Сердюченко Д.П. Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполит- и плагиоклазсодержащие метаморфические производные // Геология докембрия. Л.: Наука, 1972. С. 31–41.
- Сердюченко Д.П. Докембрийские карбонатно-фосфатно-сульфатно-галогенные отложения как источник летучих серы и щелочей для образования гидротермальных и метасоматических месторождений // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 1. М.: Недра, 1975. С. 85–92.
- Сердюченко Д.П. Древние некремнистые железорудные формации (главным образом метаэвапорито-

вые) // Региональная геохимия и рудообразование. М.: Наука, 1980. С. 255–270.

Сердюченко Д.П. Биогенно-эвапоритовые рудные месторождения и породы докембрия. М.: Наука, 1985. 175 с.

Buick R. The antiquity of oxygenic photosynthesis: Evidence from stromatolites in sulfate-deficient Archean lakes // Science. 1992. V. 225. P. 74–77.

Buick R., Dunlop J.S.R. Evaporitic sediments of early Archean age from the Warrawoona Group, North Pole, Western Australia // Sedimentology. 1990. V. 37. № 2. P. 247–278.

Connor A.G., Johnson I.R., Muir M.D. The Dugal River Zinc-Lead Deposit, Northwest Queensland, Australia // Australasian Inst. Of Mining and Metallurgy. Proceedings. 1982. V. 283. P. 1–19.

Crick I.H., Muir M.D. Evaporite and uranium mineralisation in Pine Creek Geosyncline // Intern. Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline. Australia. Extended Abstr. 1979. P. 30–33.

Dunlop J.S.R. Shallow water sedimentation at North Pole, Pilbara Block, Western Australia // Eds Glover J.E., Grover D.I. Archean cherty metasediments: their sedimentology, micropalaeontology, biochemistry, and significance to mineralisation. Univ. Of West. Australia. Spec. Publ. V. 2. 1978. P. 30–38.

Golding L.G., Walter M.R. Evidence of evaporite minerals in the Archean Black Flag Beds, Kalgoorlie, Western Australia // Bur. Miner. Res. J. Aust. Geol. Geoph. 1979. № 4. P. 67–72.

Grotzinger J.P. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype // Controls on carbonate platform and basinal development. Soc. Econ. paleontol. and mineral. Spec. Publ. 44. 1989. P. 79–106.

Grotzinger J.P., Kasting J.F. New Constraints on Precambrian Ocean Composition // J. Geol. 1993. V. 101. P. 235–243.

Hoffman P.F. Shallow and deepwater stromatolites in Lower Proterozoic platform-to-basin facies change, Great Slave Lake, Canada // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1974. V. 58. № 5. P. 856–867.

Hoffman P.F. Autopsy of Athapascan Avalon: a failed arm affected by three collisions // Proterozoic basins of Canada. Can. Geol. Paper. 81–10. 1981. P. 97–102.

Hoffman P.F., Bell I.R., Hildebrand R.S., Thorstad L. Geology of the Athapascan Avalon, East Arm of Great Slave Lake, District of Mackenzie, in Current research. Part A // Geol. Surv. Can. Paper 81–1A. 1977. P. 117–146.

Jackson M.R., Muir M.D., Plumb K.A. Geology of the southern McArthur Basin Northern Territory // Australia Bur. Mineral. Res. Geology Geophys. 1987. 173 p.

Jackson M.R., Southgate P.H., Page R.W. Gamma-Ray Logs and U-Pb zircon Geochronology – Essential Tools to Constrain Lithofacies Interpretation of Paleoproterozoic Depositional Systems // Eds Grotzinger J.P., James N.P. Carbonate sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World. Tulsa, Oklahoma USA: SEPM. Spec. Publ. № 67. 2000. P. 23–41.

James N.P., Choquette P.W. Diagenesis 6. Limestones – the sea floor diagenetic environment // Geosci. Canad. 1983. V. 10. № 4. P. 162–179.

Kempe S., Degens E.T. An early soda ocean? // Chem. Geology. V. 55. 1985. P. 95–108.

Knoll A.H., Sweet K. Carbon deposition during the Late Proterozoic era: an example from Spitsbergen // Amer. J. Sci. 1990. V. 290F. Spec. issue. P. 104–132.

Lambert I.B. Sulphur-isotope investigations Archean mineralisation and some implication concerning geovhical evolution // Eds Glover J.E., Grover D.I. Archean cherty metasediments: their sedimentology, micropalaeontology, biochemistry, and significance to mineralisation. Univ. West. Australia. Spec. Publ. V. 2. 1978. P. 45–56.

Lambert I.B., Donnelly T.N., Dunlop J.S.R., Grover D.I. Stable isotope studies of early Archean evaporitic sulfates at North Pole, Western Australia, and possible equivalents at Barberton, South Africa // Nature. 1978. V. 276. P. 808–811.

Martin A., Nisbet E.G., Bickle M.Y. Archean stromatolites of the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe (Rhodesia) // Precamb. Res. 1980. V. 13. № 3. P. 337–362.

Moore C.H. Carbonate diagenesis and porosity // Developments in Sedimentology. V. 46. Elsevier, 1989. 338 p.

Muir V.D. A sabkha model for the deposition of part of the Proterozoic McArthur Group of the Northern Territory, and its implications for mineralisation // BMR J. Austr. Geol. Geoph. 1979. № 4. P. 149–162.

Muir V.D. Facies models for Australian Precambrian evaporites // Lecture Notes in Earth Sci. Evaporite Basins. Berlin. Springer-Verlag. 1987. V. 13. P. 5–21.

Neev D., Emery K.O. The Dead Sea // Bull. Geol. Surv. Israel. 1967. V. 41. 144 p.

Page R.W. Depositional ages of the stratiform base metal deposits at Mount Isa and McArthur River, Australia, based on U-Pb zircon dating of concordant tuff horizons // Econ. Geol. V. 76. 1981. P. 648–658.

Page R.W. Timing of superposed volcanism in the Proterozoic Mount Isa Inlier, Australia // Precamb. Res. V. 21. 1983. P. 223–245.

Ricketts B.D., Donaldson J.A. Sedimentary history of the Belcher Group of Hudson Bay // Proterozoic basins of Canada. Canad. Geol. Surv. 1981. Pap. 81–10. P. 235–254.

Sims P.K., Card K.D., Lumbers S.B. Evolution of Early Proterozoic basins of the Great Lakes region // Proterozoic basins in Canada. Canad. Geol. Surv. 1981. Pap. 81–10. P. 379–398.

Sumner D.Y., Grotzinger J.P. Late Archean Aragonite Precipitation: Petrography, Facies Association, and Environmental Significance // Eds Grotzinger J.P., James N.P. Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World. Tulsa, Oklahoma, USA SEPM Spec. Publ. № 67. 2000. P. 123–144.

Walker J.C.G. Possible limits on the composition of the Archean ocean // Nature. 1983. V. 302. P. 518–520.

Walker J.C.G., Brimblecombe P. Iron and sulfur in the prebiologic ocean // Precamb. Res. 1985. V. 28. P. 205–222.

Walker R.N., Muir M.D., Diver W.L. et al. Evidence of major sulphate evaporite deposits in the Proterozoic McArthur Group, Northern Territory, Australia // Nature. 1977. V. 265. P. 526–529.

Wardle R.J., Bailey D.G. Early Proterozoic sequences in Labrador // Proterozoic basins of Canada. Geol. Surv. Canada. 1981. Pap. 81–10. P. 331–360.

Wells A.T. Evaporites in Australia // Bur. Miner. Res. Aust. Bull. 1980. № 198. 104 p.

Winefield P.R. Development of Late Paleoproterozoic Aragonitic Seafloor Cements in the McArthur Group, Northern Australia // Eds Grotzinger J.P., James N.P. Carbonate sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World. Tulsa, Oklahoma USA: SEPM. Spec. Publ. № 67. 2000. P. 145–159.

Рецензенты В.Н. Холодов, М.А. Семихатов

УДК 551.72(470.55/57)

О ПОДРАЗДЕЛЕНИЯХ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ

© 2005 г. М. Е. Раабен

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 13. 02. 2003, получена после доработки 25.02.2004 г.

Критический обзор схем стратиграфического расчленения типа верхнего рифея – каратавской серии Южного Урала; анализ различного рода реперов, изотопных датировок, присутствующих в стратотипе и информативных разрезах верхнего рифея Сибири, Арктики, Австралии, Африки, Южной Азии, с очевидностью показали, что геоисторические реперы, повсеместно отмечающие рубежи эратемы, непригодны для ее расчленения на крупные одноранговые единицы, но что для этой цели применимы биостратиграфические критерии. Верхнерифейская эратема расчленяется по строматолитам на две субэратемы. Для нижней характерны появляющиеся здесь крупные *Inzeria* (*I. tjomusi* и др.), *Jurusanian cylindrica*, *J. nizvensis*, проходящие снизу виды конофитонов, набор видов *Baicalia*, из которых особенно типична *B. lacera*. В верхней субэратеме на смену приходят мелкие гимносолениды (*Gymnosolen ramsayi*, *Inzeria djeimi*, *Katavia karatavica*), *Conophyton miloradovici* с вариантами, множество форм родов *Poludia*, *Tungussia*, *Parmites*, а в терминальных горизонтах субэратемы ассоциация более однообразных тунгуссид трассируется на Урале, Шпицбергене, в Китае, намечая возможность расчленения верхней субэратемы. Со схемой подразделения верхнего рифея на две субэратемы согласуются как широко известные данные по онколитам (микрофитолитам), так и новейшие данные по микрофоссилиям. Как видно на примере С-изотопных данных, применение хемотратиграфических реперов, потенциал которых расценивается высоко, сильно затруднено малочисленностью надежных изотопных дат. Все отвечающие современным требованиям определения изотопного возраста из стратотипа и других разрезов в интервале с нижним строматолитовым комплексом равны 1025 ± 40 , 1005 ± 4 , 974 ± 6 млн. лет в нижней части и 836 ± 25 млн. лет близ кровли; а интервал с верхним комплексом 802 ± 2 у основания, 777 ± 6 , $778-779$, 723 ± 6 млн. лет в средней части и 664 ± 11 млн. лет в верхней. Возраст рубежа между субэратемами близок к 800 млн. лет. Рубеж делит верхний рифей на две части, равные по длительности; что подчеркивает равенство ранга двух его субэратем.

Ключевые слова. Верхний рифей, неопротерозой, реперы событийные, биостратиграфические, изотопно-геохронологические, хемотратиграфические.

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы в литературе по докембрию появилось много новых материалов, прямо относящихся к стратиграфии верхнего рифея (каратавия) и соответствующей части неопротерозоя. Такие материалы получены по самым представительным осадочным сукцессиям Северной Евразии и ряда других континентов историко-геологическими, биостратиграфическими, изотопно-хронологическими, а также хемотратиграфическими методами. Ниже рассмотрены те данные, которые вносят дополнения или изменения в существующие взгляды на нижний рубеж эратемы и на возможности ее расчленения.

Верхний рифей был выделен Н.С. Шатским (1945) одновременно с рифейской группой и занимал в стратиграфической шкале место между средним рифеем и кембрием. Позднее его объем не раз изменялся, в отечественную шкалу докембрия он введен в сокращенном объеме и обозначается как каратавий, с индексом R_3 (Решение

Всесоюзного..., 1979). Для верхнего рифея в его первоначальном смысле предлагалось название “тимурий” (Раабен, 1975). В таком объеме он совпадает с неопротерозоем современной Международной стратиграфической шкалы. Нижний возрастной рубеж неопротерозоя – 1 миллиард лет – сам по себе не трассируется ни в одном из разрезов протерозоя, но с ним фактически совпадает датировка (1000 ± 50 млн. лет) основания каратавия хроностратиграфической шкалы протерозоя, в основе которой лежат типовые разрезы осадочных сукцессий Северной Евразии.

Стратотипом верхнего рифея является разрез каратавской серии западного склона Южного Урала. В этом разрезе выделяется ряд событийных и биостратиграфических реперов, которые служили и служат сейчас для подразделения каратавия в стратотипе, а также привлекались к решению вопросов межрегиональной и межконтинентальной корреляции и легли в основу различных схем расчленения верхнего рифея. В задачу настоящей статьи входит привлечение материалов

по строматолитам, других биостратиграфических данных, а также изотопно-геохронологических и С-изотопных хемотратиграфических данных для оценки стратиграфического потенциала этих реперов. Задача будет решаться на примере наиболее представительных верхнерифейских разрезов Северной Евразии, Западной Арктики, Северной Америки, Австралии, Китая, Индии и Северной Африки.

СХЕМЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ

Если неопротерозой уже подразделен на три крупные единицы, разграниченные возрастными рубежами 850 и 650 млн. лет, то каратавий в официальной шкале не расчленен, хотя предпосылки к этому несомненно существуют. Действительно, предложено несколько схем расчленения верхнего рифея. В основе большинства их лежит уральский стратотип, но известны и схемы, опирающиеся на сибирские разрезы эратемы.

Двучленное деление верхнего рифея было раньше всего намечено на основе биостратиграфических данных, по комплексам строматолитов и микрофитолитов (Раабен, Журавлев, 1962; Раабен, 1967; Забродин, 1968; Раабен, Забродин, 1969; Raaben, 1969). Эта схема получила развитие в ряде работ (Раабен, Забродин, 1972; Раабен, 1975; Забродин, Раабен, 1975) и отражена в таблице 1. На той же биостратиграфической основе была предложена и другая двучленная схема расчленения верхнего рифея (Крылов, Шаповалова, 1970). Обе схемы опирались на смену биолитовых комплексов, и различия касались лишь точного положения границы этой смены. Разница принципиального характера была в оценке ранга намеченных единиц: И.Н. Крылов и И.Г. Шаповалова приравнивали их к отделам каратавской протосистемы, тогда как М.Е. Раабен и В.Е. Забродин присвоили им ранг подгрупп, причем в оценку была введена их длительность.

Несколько позднее появились схемы, в которых на главное место выдвинут историко-геологический принцип. Первая из них также явилась двучленной (Беккер, 1972), верхний рифей был подразделен на протосистемы – кипчакскую и тангаурскую. Они совпадали с двумя циклами (сериями) – бирьянским и инзерским, ранее выделенными в составе зилимской формации, совпадавшей по объему с каратавской серией, но относенной к кембрию (Олли, 1948). Нижний цикл (бирьянский, позднее – кипчакский) включал зильмердакскую и катавскую, а верхний (инзерский, позднее – тангаурский) – инзерскую и миньярскую свиты. Граница циклов в подошве инзерской свиты представлялась несогласной: считалось, что эта свита переходит трансгрессивно с подинзерской на нижележащие толщи катавской

Таблица 1. Двучленная схема подразделения верхнего рифея на биостратиграфической основе (Забродин, Раабен, 1975)

Группа	Подгруппа	Протосистема	Отдел	Возраст (млн. лет)
Верхнерифейская (тимурий)	(Верхняя)	Вендская (венд)	Не выделены	570 ± 20
		Миньярская (миньярий)	Бьянковский	650 ± 25
			Минковский	700 ± 30
	Бирьянская (бирьяний)	Не выделены	Не выделены	780 ± 30
				950 ± 50

свиты (Стратиграфический словарь..., 1956). Подинзерские породы включались в состав катавской свиты как подсвита К-4 до тех пор, пока не стало очевидным, что эти карбонатные породы замещают низы пестроцветных терригенных толщ инзерской свиты в западном направлении. В унифицированной схеме (Решение Всесоюзного..., 1979) бывшая подсвита К-4 была перемещена в инзерскую свиту в качестве “подинзерских слоев”, а позднее фигурирует как нижняя подсвита той же свиты (Козлов, 1999; Маслов, 2002). Подобные решения номенклатурных вопросов, призванные “синхронизировать” границы свит, в данном случае – основание инзерской свиты, противоречат определению термина “свита”, принятому в стратиграфических кодексах. Корректно было бы вернуть подинзерской свите первоначальный статус (Горяинова, Фалькова, 1933) и считать ее инфоациальным аналогом низов инзерской свиты (Стратотип рифея..., 1982, 1983).

Представление о несогласии в подошве инзерской свиты придавало ее нижней границе статус важного геосторического рубежа. Отказ от представления о несогласии не совсем лишил значения эту границу, но переместил ее в типовом разрезе в подошву подинзерской свиты. Совмещенная здесь с основанием инзерской свиты восточных разрезов, она рассматривается как граница подсерий, кипчакской и тангаурской в уральских схемах (Стратиграфические схемы..., 1993). Граница удержалась в качестве внутреннего рубежа первого порядка и в отдельных общих схемах двучленного деления каратавия (Беккер, 1988). Попытка реанимировать представление о несогласии в основании инзерской свиты и одноименного цикла делалась недавно сибирскими геологами, исходившими из общих представлений о цикличности строения разрезов рифейских эратем (Хоментовский и др., 1998; Хоментовский, Постников, 1999), но явно без учета фактических данных.

Трехчленные схемы подразделения верхнего рифея также основаны на идее цикличности его строения. После упразднения кудаша в качестве самостоятельного подразделения рифейской шкалы и введения его в состав каратавия объем верхнего рифея в его стратотипе был увеличен за счет укской свиты, а также вышележащей криволукской серии в объеме только трех нижних ее свит (Гарань, 1963; Клочихин и др., 1969). Верхняя граница каратавия в этом варианте проводится под конгломератами (тиллитами?), отнесенными к нижнему венду, а нижележащая часть криволукской серии и укская свита включены в каратавскую серию в качестве ее третьей (кудашской) подсерии. При этом криволукская серия переведена в ранг свиты без обоснования пересмотра ее статуса (Стратиграфические схемы..., 1993).

В предложенной В.И. Козловым (1999) схеме все три подсерии рассмотрены как одинаково построенные осадочные циклы, отвечающие трем периодам каратавской эры. Взглянув на колонку типовой серии, легко убедиться в ошибочности представления о подобии названных "циклов". Особенно бросается в глаза то обстоятельство, что верхняя подсерия по строению является почти зеркальным отражением нижней: кипчакская подсерия начинается силикокластическими толщами, а кудашская ими завершается, тогда как карбонатно-терригенные породы слагают верхнюю часть нижней подсерии и нижнюю часть верхней подсерии (рис. 1).

Схема трехчленного деления верхнего рифея, но на основе разрезов Сибири, была также предложена недавно (Хоментовский и др., 1997, 1998), причем в основе и здесь лежит идея цикличности. Три подразделения (снизу вверх) названы керпылием, лахандием и байкалием; их стратотипами должны служить серии керпыльская и лахандинская Юдомо-Майского района и байкальский комплекс Прибайкалья. Два нижних подразделения авторы сопоставляют с кипчакской подсерией Урала. Байкалий же сопоставлен альтернативно, либо с тангаурской подсерией стратотипа, либо с криволукской серией, так как, по мнению авторов схемы, значение конгломерата в ее основании недооценено. Как граница местного подразделения, основание криволукской серии выразительнее, чем подошва укской свиты, но следует помнить, что конгломераты (тиллоиды) залегают не в основании серии, а в кургашлинской свите, ныне выведенной из ее состава и отнесенной к венду. Поэтому, если имеется в виду вероятное соответствие байкалия кудашу, не следует использовать эти конгломераты в качестве аргумента. Что же касается сибирской трехчленной схемы в целом, то разобщенность предлагаемых стратотипов нижних подразделений от типа верхнего делает ее мало пригодной для серьезного обсуждения.

ГЕОИСТОРИЧЕСКИЕ РЕПЕРЫ

Поскольку идея цикличности легла в основу ряда схем расчленения каратавия, надо остановиться на тех геоисторических реперах, которые отмечались в стратотипе. Такими реперами в принципе должны были бы служить основания самой каратавской серии и каждой из ее подсерий. Реально же ярким геологическим рубежом из них является только нижняя граница серии, совпадающая с подошвой зильмердакской свиты. Она несогласно залегает на различных подсвитах авзянской свиты юрматинской серии среднего рифея, резко выделяясь как грубокластическим составом пород, так и их пестрой окраской. Нижняя, бирьянская толща зильмердакской свиты включает местами под конгломератами и гравелитами пачку мелкозернистых песчаников, представляющих собой продукты переотложения предкаратавских кор выветривания (Швецов, 1979), что подчеркивает длительность перерыва между юрматинием и каратавием в стратотипе рифея. Существование перерыва является практически общепризнанным. Мнение о постепенном переходе от авзянской свиты к зильмердакской через так называемую тюльменскую подсвиту (Козлов, 1975, 1982) не имеет распространения (Маслов и др., 2002), оно опирается на дефектный стратотип этой подсвиты, где в нее ошибочно объединены пачка авзянских доломитов (реветской подсвиты) и упомянутая пачка мелкозернистых песчаников, разделенные многометровой дайкой габбро-диабазов (Швецов, 2001).

В нижнюю подсерию, или нижний цикл сейчас включаются зильмердакская свита (с подсвитами бирьянской, нугушской, лемезинской, бедерышинской) и катавская свита с верхней границей в кровле верхнекатавской толщи. Иногда в этом интервале разреза различают не один, а два цикла, с основанием второго под лемезинскими песчаниками (Вейс и др., 1998). С этим же уровнем связывают начало нового, трансгрессивного этапа развития верхнерифейского палеобассейна (Маслов, 1997; Маслов и др., 2002). Лемезинские песчаники образуют выдержанный местный репер, их аналоги прослеживаются в Приуралье, но они не несут в основании признаков несогласия. Этот рубеж интересен тем, что подобие двучленного строения нижнего каратавия обнаруживается также в разрезах Сибири, Шпицбергена и Северной Африки.

Во вторую (тангаурскую) подсерию входят инзерская и миньярская свиты. Их объемы, по сравнению с принятыми в работе "Стратотип рифея" (1983), изменены в схеме с крайне громоздкой номенклатурой (Козлов и др., 1997), которая использована в ряде недавних публикаций. Объем инзерской свиты непомерно расширен за счет подинзерской свиты, а также минской толщи миньярской

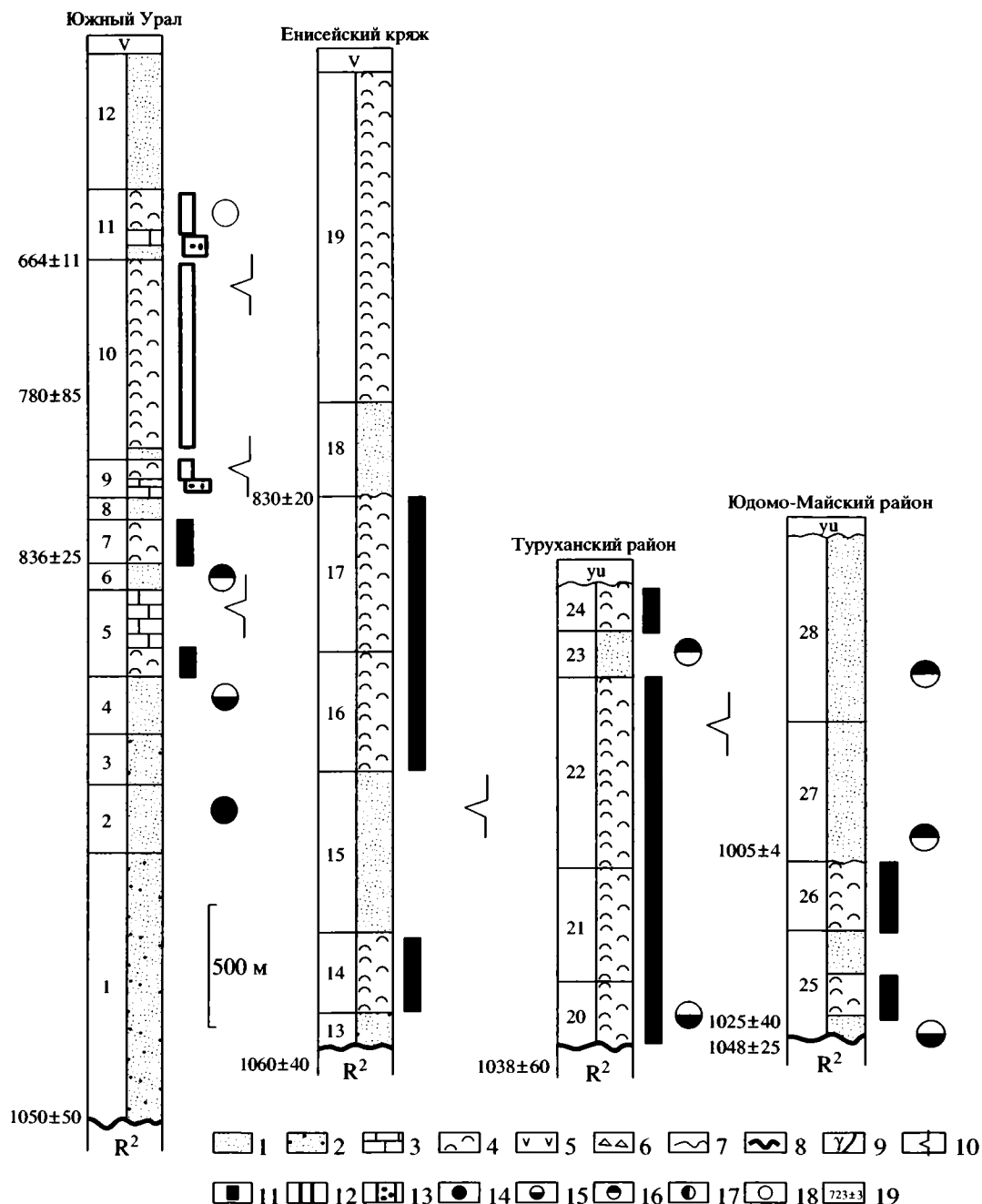


Рис. 1. Коррелятивы в стратотипе каратавия и опорных разрезах Сибири.

Цифры в колонках – верхнерифейские серии и свиты; 1–12 – каратавская серия; 1–4 – зильмердакская свита, подсвиты (1 – бирьянская, 2 – нугушская, 3 – лемезинская, 4 – бедерышская); 5 – катавская свита; 6–7 – подинзерская (симская) свита; 6 – шишенякская, 7 – кислярская пачки; 8 – инзерская свита; 9–10 – миньярская свита; 9 – минская, 10 – бянкская толщи; 11 – укская свита; 12 – кривоукская свита; 13–17 – тунгусикская серия; свиты: 13 – красногорская, 14 – джурская, 15 – шунтарская, 16 – Серого ключа, 17 – дадыктинская; 18–19 – ослянская серия; свиты: 18 – нижнеангарская, 19 – дашкинская; 20–24 – свиты: 20 – деревнинская, 21 – буровой, 22 – шорихинская, 23 – мироедихинская, 24 – туруханская; 25–26 – лахандинская серия; свиты: 25 – нерюёнская, 26 – игниканская; 27–28 – уйская серия; свиты: 27 – кандыкская, 28 – усть-кирбинская. Буквенные обозначения: R₁₋₂ – средний–нижний рифей; V – венд, ледниковые отложения; уи – юдомская серия (венд). 1–2 – породы силикокластические: 1 – грубообломочные, 2 – другие; 3–4 – карбонатные породы: 3 – без строматолитов; 4 – строматолитосодержащие; 5 – вулканиты; 6 – гляциогенные породы; 7, 8 – несогласия; 9 – рвушие интрузивные породы и дайки; 10 – отрицательные экстремумы δ¹³C; 11–12 – интервалы распространения строматолитовых комплексов: 11 – раннекаратавского; 12 – позднекаратавского; 13 – минская ассоциация онколитов; 14–18 – биоты микрофоссилий: 14 – нугушская; 15 – бедерышская; 16 – шишенякская; 17 – Сванбергфеллет, 18 – укская; и близкие к ним биоты; 19 – валидные изотопные даты.

свиты. Последняя, напротив, сокращена до объема одной лишь бьянжской толщи. Нижняя граница тангаурской подсерии не может вообще быть названа репером; если в Инзерском синклинории она отвечает смене карбонатных толщ пестроцветной силикокластикой, то в западных структурах проходит внутри карбонатного разреза. Поэтому не случайно ранее подинзерская свита считалась частью катавской. Ни в одном районе Башкирского мегантиклинория на этой границе нет признаков размыва или перерыва. Такие признаки описаны внутри подсерии на нескольких уровнях: в основании собственно инзерской свиты, в подошве минжской толщи опорного миньярского разреза, в основании бьянжской толщи близ пос. Инзер (Раабен, 2001 и ссылки в этой работе), но по региону в целом они не трассируются.

Нижняя граница третьей подсерии, проводимая в подошве укской свиты, представляет собой в региональном плане реперный уровень, отчасти благодаря широко развитым пачкам глауконитовых песчаников, но также из-за того, что совпадает с появлением в разрезах онколитов 4-го комплекса, сыгравшего в свое время ведущую роль в выделении терминального рифея и кудаша. В основании укской свиты прослеживаются следы перерыва, масштаб которого расценивался по-разному; хеомстратиграфические данные говорят, казалось, о его большой длительности (Подковыров и др., 1998; Кузнецов и др., 2003), однако неполнота изученных разрезов вызывала сомнения (Раабен, 2001) и продолжает их вызывать. Отложения укской свиты в значительной части типового региона уничтожены предвендским размывом. Криволукская свита обнажена на еще гораздо меньшей площади. К тому же криволукские породы распространены в стороне от опорных разрезов каратавия, сосредоточенных в основном на западном крыле Башкирского мегантиклинория. Поэтому данные о строении кудашской подсерии весьма ограничены, а сам вопрос о ее принадлежности к каратавию остается в какой-то мере открытым, поскольку в ряде работ ее породы отнесены к венду (Клюжина, 1990; Шалагинов, 1990), или к пограничным слоям венда и кембрия (Варганов и др., 1990).

Из приведенного обзора видно, что геоисторическим репером в каратавской серии может уверенно считаться только ее нижняя граница. Со значительно меньшей уверенностью на такую роль может претендовать основание укской свиты – бывшая нижняя граница терминального рифея. Что касается бирьянско-кипчакского и тангаурского циклов осадконакопления, то они выражены весьма нечетко, каждый представляет собой сложно построенный комплекс осадков, отражающий непростую историю эволюции каратавских бассейнов. Принимаемый между ними рубеж носит условный характер и не является со-

бытийным репером. В решении вопроса о подразделении верхнего рифея в стратотипе, а также задач корреляции более важная роль принадлежит биостратиграфическим показателям.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ РЕПЕРЫ В ТИПОВОМ РАЗРЕЗЕ КАРАТАВИЯ

Биостратиграфическими реперами служат слои со строматолитами, с микрофитолитами и биотами микрофоссилий, органостенных и минерализованных. На их основе в каратавии Южного Урала выделены региональные горизонты (Стратотип рифея..., 1983; Келлер, Раабен, 1989). Строматолиты, которые рассматриваются здесь наиболее подробно, образуют в каратавской серии два отличных друг от друга комплекса, использованных при создании первых двучленных схем подразделения верхнего рифея. В состав более раннего комплекса, бирьянского (Раабен, 1967; Raaben, 1969), или катавского (Крылов, Шаповалова, 1970) первоначально входили только ветвящиеся строматолиты из нижней толщи катавской свиты: *Inzeria tjomusi* Kryl., *Jurusania cylindrica* Kryl., *J. nizvensis* Raab. Позднее в него вошли формы из подинзерской (симской) свиты: *Baicalia ex gr. prima* Semikh., *Conophyton garganicus* var. *ikei* Raab. et Kom., *C. reticulatus* Kom., *Colonella* sp., а также *Malginella zipandica* Kom. и другие виды малгинелл из верхнекатавской толщи (Стратотип рифея..., 1982). В состав второго, более молодого комплекса изначально включались разнообразные гимносолениды: *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *G. levis* Kryl., *Inzeria djeimi* Raab., *Katavia karatavica* Kryl., *Minjaria uralica* Kryl., к которым вскоре добавились многочисленные тунгуссиды *Tungussia colčimi* Raab., *T. perforata* Raab., *Parmites meridionalis* Raab., *Poludia polymorpha* Raab. и другие, а также *Conophyton miloradoviči* var. *krylovi* Raab. Самой молодой частью комплекса являются монотонные тунгуссиды – *Linella ukka* Kryl., синонимичные ей *Tungussia bassa* Kryl. и другие.

Сейчас состав обоих комплексов существенно расширен. В первый, помимо форм, присутствующих в стратотипе, вошли многочисленные таксоны, главным образом, из сибирских опорных разрезов, а в состав второго – из несомненных аналогов каратавской серии на Северном Урале и Тимане.

В каратавской серии установлены направленная последовательность таксонов строматолитов и устойчивый ряд дискретных строматолитовых слоев, сменяющихся в определенном порядке (табл. 2). В конкретных разрезах серии те или иные члены ряда могут выпадать, но многие из слоев прослежены в том же порядке, что и на Южном Урале, не только на Полюдовом Кряже, Тимане, Канине, но и на о. Кильдин, на севере Норвегии и Свальбарде (Раабен, 1975, 1997; Раа-

Таблица 2. Слои со строматолитами в стратиграфической колонке рифея западного склона Южного Урала (Стратотип рифея..., 1982)

Общая шкала	Серия	Свита	Слои со строматолитами	
			руководящие формы	другие формы
Кудаш	Каратавская	Укская	Слои с <i>Linella ukka</i>	
Каратавий		Миньярская (в Башкирии); бьянская подсвита миньярской свиты (в Челябинской области).	Слои с <i>Patomella kelleri</i>	<i>Colleniella</i>
			Слои с <i>Minjaria</i>	<i>Parmites nubilosus</i> ,
			Слои с <i>Tungussia perforata</i>	<i>Poludia</i> cf. <i>polymorpha</i> , <i>Frutexina rubia</i>
			Слои с <i>Conophyton miloradoviči</i> var. <i>krylovi</i>	
	Минская подсвита миньярской свиты.	Слои с <i>Gymnosolen ramsayi</i> , <i>Parmites meridionalis</i>	<i>Alternella bianca</i> , <i>Poludia torta</i> , <i>P.mutabilis</i> , <i>Tungussia colčimi</i>	
	Подинзерская (в бассейнах р. р. Икень, Аша)	Слои с <i>Conophyton ikeni</i>	<i>Conophyton reticulatus</i> , <i>Baicalia</i> sp.	
	Катавская	Слои с <i>Malginella zipandica</i>	<i>Jurusania cylindrica</i> ,	
	Зильмердакская	Слои с <i>Inzeria tjomusi</i>	<i>Tungussia</i> sp.	
		Нет	Нет	

бен, Забродин, 1969; Раабен, Опаренкова, 1997; Raaben et al., 1995 и ссылки в этих работах).

Микрофитолиты представляют собой еще одну категорию биолитов, способную образовывать реперные уровни, и их значение для стратиграфии верхнего рифея в настоящее время сильно недооценивается. Этот вопрос требует разбора, выходящего за рамки настоящей статьи. Здесь надо лишь указать, что в стратотипе каратавия они образуют несколько характерных ассоциаций: минскую, бьянскую и укскую, а слои с ними являются прекрасными коррелятивами не только между Южным и Северным Уралом, но и между стратотипом и арктическим Свальбардом (Забродин, 1968 а; б; Раабен, Забродин, 1969, 1972). Биолитами этой категории существенно дополняется палеонтологическая характеристика каратавия.

Исключительно важным элементом такой характеристики стали сейчас минерализованные и органостенные микрофоссилии. Слои с их ассоциациями образуют в стратотипе каратавия реперы в интервалах, где нет биолитов, появляющихся только близ подошвы катавской свиты. В зильмердакской свите, которая в своих полных разрезах превышает по мощности всю остальную часть каратавской серии, известно не менее двух биостратиграфических реперов: слои с мулдакской биотой в бедерышинской подсвите и слои с более ранней, лишь недавно изученной нугушской биотой в одноименной подсвите. Подинзерская свита содержит богатую шишенякскую микробиоту органостенных микрофоссилий в своей базальной пачке. Бьянская толща миньярской свиты охарактеризована биотой окремненных микрофоссилий, укская свита – биотой органостен-

ных форм (Янкаускас, 1982; Сергеев, Крылов, 1986; Сергеев, 1992, 2003; Вейс, 2002; Вейс, Воробьева, 2002).

ИЗОТОПНЫЕ ДАТИРОВКИ В СТРАТОТИПЕ КАРАТАВИЯ

Из рассмотренных реперных уровней надежно датированы немногие. Для основания каратавской серии с большой долей условности принята дата 1050 ± 50 млн. лет по сумме данных нескольких методов (Краснобаев, 1985; Коротеев и др., 1997). Для другого возможного геосторического уровня – основания укской свиты недавно получены методически надежные датировки (Зайцева и др., 2000). Неизменный глауконит из нижней подсвиты укской свиты имеет изохронный Rb-Sr возраст 664 ± 11 млн. лет и почти точно совпадающий с ним K-Ar возраст 669 ± 16 млн. лет. Эти даты укладываются в предел неопределенности ранее известного изохронного Rb-Sr возраста нижеукских Al-глауконитов, равного 680 ± 20 млн. лет (Горожанин, Кутявин, 1986), но сдвигают на более вероятное значение вверх по шкале времени на 10–15 млн. лет. Известна также дата 618 ± 13 млн. лет, полученная для низов ашинской серии по Al-глаукониту изохронным Rb-Sr методом (Козлов, Горожанин, 1993). Приведенные в обзоре М.А. Гаррис (Стратотип рифея..., 1983) K-Ar возрасты минералогически не изученных глауконитов варьируют в укской свите от 658 до 630 (или 613) млн. лет, а в ашинской серии от 609 (или 613) до 557 млн. лет.

В доукской части каратавской серии датировки, соответствующие современным требованиям, получены по карбонатам изохронным Pb-Pb ме-

тодом. Миньярская свита в интервале, отвечающем нижней половине бьянжской толщи, датирована 780 ± 85 млн лет; к сожалению, в этом случае предел неопределенности особенно велик, что связывается с неравномерными диагенетическими изменениями пород в ходе наложенной сульфидной минерализации (Овчинникова и др., 2000). Согласно обзору М.А. Гаррис, сравнительно малый разброс (от 713 до 681 млн. лет) давали К-Аг датировки минералогически неизученных глауконитов бьянжской толщи. Лишь такого рода даты известны для минжской толщи и для инзерской свиты s. str. (верхней подсвиты инзерской свиты по другой номенклатуре); разброс здесь весьма широк (от 740 до 896 млн. лет).

Подинзерская свита (= нижняя подсвита инзерской свиты) датируется 836 ± 25 млн. лет изохронным Pb-Pb методом по карбонатам (Овчинникова и др., 1998). По аутигенному глаукониту из этой части разреза приведена датировка 849 ± 48 млн. лет (Овчинникова и др., 1995). Наиболее вероятными считают значения 805–835 млн.лет, полученные Rb-Sr методом по иллиту, полагая, что изохронные Pb-Pb возрасты отвечают раннему диагенезу пород, а Rb-Sr возрасты по иллиту – последующему диагенезу погружения.

Совокупность дат позволяет считать значение 836 млн. лет близким к истинному возрасту подинзерских карбонатных пород, заключающих слои с *Conophyton garganicus* var. *ikeni* и с *Baicalia* ex gr. *prima* раннекаратавского строматолитового комплекса. Позднекаратавский комплекс биолитов появляется лишь выше, в минжской толще миньярской свиты (=средней пачке верхней подсвиты инзерской свиты). Нижний предел изотопного возраста границы появления этого комплекса определяется приведенными выше датировками. Возраст границы, вероятно, приближается к 800 млн. лет, но уточнить его в стратотипе пока не удастся.

Из пород, подстилающих датированные толщи подинзерской свиты, нет достоверных определений возрастов. Единственная дата (938 млн. лет) была получена К-Аг методом по минералогически неизученному глаукониту из образца, недостаточно строго привязанного к разрезу и относившегося либо к катавской свите, либо к подинзерской, как это указано в упомянутом обзоре М.А. Гаррис.

Таким образом, внутри разреза каратавской серии имеются лишь две вполне надежные датировки, которые приходятся на подинзерскую свиту и на низы укской свиты. Только они могут быть использованы с достаточной уверенностью для привязки к шкале времени событийных и биостратиграфических реперов, а также отрицательных экстремумов – тех элементов на С-изо-

топных кривых, которые могут быть привязаны к разрезам наиболее точно.

С-ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ В СТРАТОТИПЕ КАРАТАВИЯ

Вариации изотопного состава углерода в карбонатных породах каратавской серии изучены в наиболее благоприятных для этого разрезах периферической зоны западного склона Южного Урала. Опубликованная кривая $\delta^{13}\text{C}$ (Подковыров и др., 1998) обнаруживает ряд вариаций в интервале от -3‰ до $+5.6\text{‰}$ PDB. При снятии мелких флуктуаций в ней различается четыре широких выступа положительных значений, разделенные узкими отрицательными экстремумами (Раабен, 2001). Первый из выступов приходится на нижнюю толщу катавской свиты, второй – на нижнюю половину подинзерской свиты, третий – на середину бьянжской толщи миньярской свиты, четвертый – на ее верхнюю пачку. Первый из отрицательных экстремумов приходится на границу средне- и верхнекатавской толщ, второй – на середину минжской толщи, а третий – на верхнюю часть бьянжской (рис. 1). Кривая не захватывает нижней, существенно кластической части разреза каратавской серии и прерывается на отрезках, где известняки и доломиты сменяются терригенными породами инзерской свиты sensu str. и завьяловской связки. Еще один перерыв падает на отрезок бьянжской толщи, выпавший из сводной колонки, по которой построена кривая (Раабен, 2001). Этот пробел пока не восполнен: судя по недавней публикации (Кузнецов и др., 2003), в разрезе по руч. Кужай выше дер. Бакеево, по которому теперь имеется С-изотопная информация, данных по указанному интервалу также нет; впрочем, давно известно, что в этом разрезе самые верхние горизонты миньярской свиты не вскрыты (Стратотип рифея..., 1983). В верхних отрезках кривых по имеющимся разрезам $\delta^{13}\text{C}$ не достигает тех высоких значений порядка $8\text{--}12\text{‰}$, которые недавно считались неперенными для интервала неопротерозоя от 730 до 600 млн. лет (Kaufman, Knoll, 1995; Подковыров и др., 1998). Позднее этот интервал, однако, передвинут выше по шкале времени; самые высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ на кривых вариаций (Hoffman et al., 1998; Kah et al., 1999) приходятся на уровни моложе 650 млн. лет, которые в уральской С-изотопной кривой не представлены.

МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫЕ КОРРЕЛЯТИВЫ

В смежных с Южным Уралом районах Волго-Уральской области каратавий глубоко погружен под более молодые отложения, но трассируется на дневной поверхности вдоль северо-восточной и северной окраин Русской платформы (Келлер,

1968 и др.). Его нижняя граница в этой полосе не обнажена, но некоторые из разрезов на Полуодовом кряже и Тимане очень представительны и насыщены биолитами. Здесь не только хорошо различаются нижне- и верхнекаратавский комплексы строматолитов с их типичными формами, но и прослеживается ряд дискретных реперных слоев, которые упомянуты выше. Особенно полон их ряд на Полуодовом кряже. Наблюдаемый здесь одинаковый с Южным Уралом порядок смены строматолитов послужил первым толчком к разграничению ранне- и позднекаратавского строматолитовых комплексов (Раабен, Журавлев, 1962; Раабен, 1964). Оба комплекса хорошо представлены также на Четласском Камне и Цильменском Камне Тимана, а позднекаратавский комплекс развит с той или иной полнотой на всем протяжении упомянутой окраинной полосы выходов каратавия. Он прослеживается на п-ове Канин, о. Кильдин, на севере Норвегии, в Финмаркене, а также на о. Медвежьем и о. Северо-Восточная Земля Свальбарда (Раабен, 1975; Bertrand-Sarfati, Siedlecka, 1980; Raaben et al., 1995). Элементы как нижнекаратавского, так и верхнекаратавского комплексов присутствуют на о. Западный Шпицберген, где представлен один из самых полных в мире разрезов верхнего рифея. Прежде чем рассматривать его, следует остановиться на сибирских разрезах: Юдомо-Майском гипостратотипе рифея и разрезах Приенисейской зоны – Туруханского района и Енисейского кряжа (см. рис. 1). Они дают важную информацию к расширению палеонтологической характеристики нижнего каратавия и уточнению его изотопной геохронологии.

Сибирь. В гипостратотипе рифея событийное выражение основания каратавия не столь ярко и отчетливо, как на Южном Урале. Поэтому в стратиграфических схемах нижняя граница верхнего рифея перемещалась здесь на протяжении последних десятилетий с основания уйской серии на различные уровни бывшей майской серии, и лишь детальные исследования позволили выявить внутри последней несогласия и выделить три серии: аимчанскую, керпыльскую и лахандинскую (Комар и др., 1970). Основание как лахандинской (Семихатов, Серебряков, 1983), так и керпыльской серии (Хоментовский и др., 1985) претендует на роль нижней границы эратемы. Для керпыльской серии известен ряд изотопных датировок: нижний предел возраста базальной тоттинской свиты – 1300 ± 5 млн. лет по обломочным цирконам (Khudoley et al., 2001); К-Аг возрасты минералогически не изученных глауконитов той же свиты, варьирующие в ее нижней части от 1170 до 1070 млн. лет, а в верхней от 1020 до 970 млн. лет; изохронный Рb-Рb возраст карбонатов малгинской свиты 1043 ± 14 млн. лет (Овчинникова и др., 2001). Лахандинская серия в нижней

части разреза датирована 1025 ± 40 млн. лет изохронным Рb-Рb методом по карбонатам (Семихатов и др., 2000). Вышележащая уйская серия в основании содержит обломочные цирконы, имеющие возраст 1057 ± 28 млн. лет, а дискордантный бадделеит из пластовых тел диабазов и габбро-диабазов в пограничных горизонтах уйской и лахандинской серий имеет возраст 1005 ± 4 и 974 ± 7 млн. лет (Rainbird et al., 1996), базитовый магматизм рассматривается как конседиментационный и определяющий время накопления вмещающих нижеуйских отложений (Овчинникова и др., 2001). Все перечисленные даты укладываются в предел неопределенности возраста нижней границы стратотипа каратавия, а потому не отвечают однозначно на вопрос о том, какую из границ следует предпочесть. По-разному интерпретируются и палеонтологические данные, однако существенно то, что с их помощью гипостратотип скоррелирован с Енисейским кряжем (Семихатов, 1963; Семихатов, Серебряков, 1983), а это позволяет привлечь к решению вопроса историко-геологические данные. В разрезе Енисейского кряжа давно и четко различаются серии, отвечающие крупным осадочным циклам. Здесь Г.И. Кириченко (1956) выделена тунгусикская серия, основание которой однозначно сопоставляется с подошвой каратавской серии со времен работ Н.С. Шатского (1960).

В основании тунгусикской серии проходит региональный перерыв; сходство биостратиграфической характеристики ее нижних членов и нерюенской свиты лахандинской серии свидетельствует о единстве событийной границы, которая им предшествует. Ее возраст в гипостратотипе определяется в 1030 млн. лет, с учетом Рb-Рb изохронной датировки 1038 ± 60 млн. лет в сухотунгусинской свите Туруханского района, которая отвечает самым верхним горизонтам среднерифейской сукцессии региона (Семихатов и др., 2000; Овчинникова и др., 1995, 2001).

В Юдомо-Майском районе строматолиты присутствуют во всех свитах керпыльской и лахандинской серий, их ассоциации в каждой из серий резко различны. Нижние свиты керпыльской серии не содержат коррелятивных форм, но из таксонов, известных в ее верхней свите (*Colonella ulakia* Kom., *Conophyton reticulatus* Kom., *Minjaria sakharica* Kom., *Malginella zipandica* Kom., ошибочно принятые за *Parmites* нестолбчатые формы), многие привлекались для доказательства каратавского возраста керпыльской серии (Опорные разрезы..., 1972; Комар, 1978, 1990; Шенфиль, 1991; Хоментовский и др., 1995, 1998).

Лахандинская серия охарактеризована богатой ассоциацией столбчатых форм, присутствующих в средней (мильконской) толще нерюенской свиты и в игниканской свите. В эту ассоциацию

входят проходящие из среднего рифея виды *Conophyton* (*C. cylindricus* Masl., *C. lituus* Masl., *C. metula* Kir.), формы якутофитонов, соответствующие этим видам, а также появляющиеся здесь *Baicalia lacera* Semikh., *B. ingilensis* Nuzhn., *Jurusania cylindrica* Kryl., *J. nizvensis* Raab., *Inzeria tjomusi* Kryl., *I. confragosa* Semikh. Определение *Gymnosolen ramsayi* из мильконской толщи (Опорные разрезы..., 1972) не подтвердилось.

В Туруханском районе лахандинской серии отвечает последовательность свит, перекрывающих сухотунгусинскую. В свитах деревнинской и буровой присутствуют те же проходящие из среднего рифея конофитоны и якутофитоны (*Conophyton lituus* Masl., *C. metula* Kir., *Jacutophyton ramosum* Schap., *J. multiforme* Schap.), *Baicalia lacera* Semikh., *B. rara* Semikh., *B. prima* Semikh., *Tungussia* sp., *Inzeria strelnogorica* Schenf. Выше, в свитах шорихинской и туруханской присутствуют *Baicalia lacera* Semikh., *B. rara* Semikh., *Tungussia confusa* Semikh., *T. nodosa* Semikh., *Turuchania arborea* Semikh., *Inzeria nimbifera* Semikh., *I. tjomusi* Kryl., *Minjaria uralica* Kryl. В этот большой набор таксонов входят все роды, а также 60% видов, характеризующих раннекаратавский комплекс в стратотипе. Верхнекаратавские строматолиты в Туруханском районе отсутствуют, что и обусловило тот низкий коэффициент сходства между Среднесибирской и Урало-Тиманской строматолитовыми провинциями, который был рассчитан для каратавия в целом (Семихатов, 1985). Следует упомянуть, что в список таксонов из названных сибирских разрезов включались иногда такие строматолиты, как *Inzeria djeimi* Raab., *Poludia polymorpha* Raab. и некоторые другие (Комар, 1978, 1990). Однако эти определения не подтверждены описаниями и представляются ошибочными. Речь, видимо, идет о модификациях ветвящихся построек *Baicalia lacera* Semikh., которая широко распространена в сибирских разрезах и имеет тот же тип микроструктуры.

Таким образом, в самых представительных из рифейских сукцессий Сибири присутствует лишь нижнекаратавский строматолитовый комплекс. Минимальный возрастной предел содержащих его толщ оценивается в 830 ± 50 (Семихатов, Серебряков, 1983) или в 850 ± 60 млн. лет (Стратиграфический словарь..., 1994), исходя из U-Pb возраста гранитоидов татаро-ахтинского комплекса, рвущих тунгусикскую серию; в последнее время для этих гранитоидов приводятся и более молодые даты 750–760 млн. лет (Верниковский и др., 2002 и ссылки в этой работе).

Данные по микрофоссилиям существенно дополняют биостратиграфическую характеристику гипостратотипа рифея и согласуются с данными о раннекаратавском возрасте представленных в нем осадков. Биоты из нижних слоев лахандин-

ской серии и из деревнинской свиты Туруханского разреза сопоставимы с бедерышинской биотой (Янкаускас, 1982; Вейс и др., 1998). Новые данные указывают на присутствие в двух свитах уйской серии биот, близких к мироедихинской биоте Туруханского района, а также к шишенянской биоте Южного Урала (Вейс, Воробьева, 2002).

Кривые вариаций С-изотопного состава в карбонатных породах верхнего рифея, полученные в Енисейском кряже (Хабаров и др., 1999), Юдомо-Майском и Туруханском районах (Подковыров, 1997; Knoll et al., 1995), указывают на присутствие единственного отрицательного экстремума (см. рис. 1) на фоне положительных значений $\delta^{13}\text{C}$, достигающих +10‰ в первом районе и +5.6‰ в последнем.

Остров Западный Шпицберген. Верхнему рифею здесь отвечает почти целиком надсерия Средняя Гекла-Хук, литостратиграфия которой прекрасно изучена (Harland, Wilson, 1956; Harland et al., 1993 и ссылки в этих работах). Надсерия достигает мощности 6000 м и включает нижнюю преимущественно кластическую серию Ветеранен (около 4000 м) и верхнюю серию Академикербрен, сложенную только карбонатными породами (рис. 2); при выделении этих серий не имелось в виду их соответствия седиментационным циклам.

Серия Ветеранен согласно залегает на серии Планетафьелла и начинается карбонатной толщей – Доломитом Кортбрен. Лишь выше в разрезе вырисовывается мощный осадочный цикл. Угловое несогласие или явные следы размыва в его основании здесь отсутствуют, но он начинается грубообломочной толщей – Кварцитом Кортбрен, за которым следуют алевропелитовые сланцы и известняки Галуатоппен с такими типичными для низов каратавия строматолитами, как *Inzeria tjomusi* Kryl. Это позволило провести в подошве названных кварцитов нижнюю границу верхнего рифея на Западном Шпицбергене (Раабен, Забродин, 1969, 1972; Раабен, 1975). Несколько выше в разрезе серии Ветеранен намечается второй осадочный цикл, который начинается грубокластической свитой – Кварцитом Кингбрен, сменяемой пестрыми сланцевыми толщами серий Глазгобрен и Оксфордбрен, и завершается карбонатными породами серии Академикербрен. Выше с небольшим угловым несогласием в основании залегает серия Полярисбрен с тиллитами варангерского гляциогоризонта (рис. 2).

Верхнерифейский возраст серий Ветеранен и Академикербрен не вызывает сомнений, но в ряде работ обе эти серии отнесены к криогению, то есть к верхнему каратавию (Kaufman, Knoll, 1995 и ссылки в этой работе). Данные по биолитам, однако, убедительно свидетельствуют, что в разрезе представлены обе субэратемы. Сравнитель-

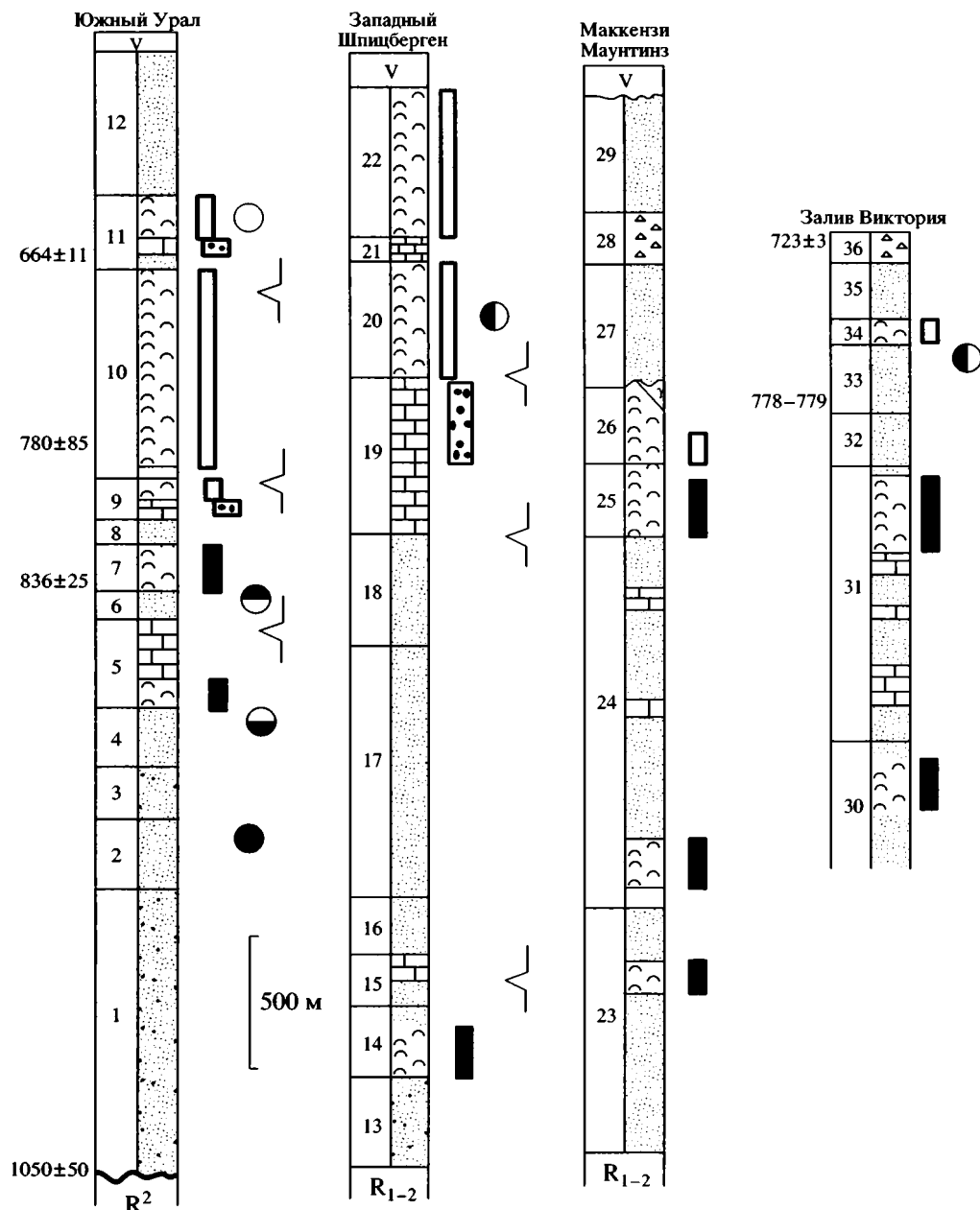


Рис. 2. Коррелятивы в стратотипе верхнего рифея и разрезах Западной Арктики. Цифры в колонках – подразделения верхнего рифея – неопротерозоя: 1–12 – см. рис. 1; 13–22 – надсерия Гекла-Хук: 13–18 – серия Ветеранен: 13 – Кварцит Кортбрен, 14 – Доломит Галуатоппен, 15 – Кварцит Кингбрен, 17 – подсерия Глазгобрен, 18 – подсерия Оксфордбрен; 19–22 – серия Академикербрен, формации: 19 – Груздивбрен, 20 – Сванбергфьеллет, 21 – Дракен, 22 – Бакаберг, 23 – 29 – надсерия Маккензи Маунтинз; серии: 23 – Катерин; 24–26 – Литтл дал; 25–26 – верхний карбонат; 27 – сланцевые толщи, 28 – тиллит Репитен, 29 – формация Киили, 30 – серия Гленгл, 31–34 – серия Шалер, формации: 31 – Рейнолдс-поинт, 32 – Минто-Инлет, 33–34 – Виният; 35 – Килиан; 36 – тиллиты о. Амундсен и кроющие диабазы. Остальные усл. обозначения см. на рис. 1.

ные исследования комплексов строматолитов и микрофитолитов на Шпицбергене и в стратотипической области рифея выявили высокую степень сходства таксономического состава и последовательности комплексов. Нижними членами строматолитовых комплексов в сравниваемых регионах является, как отмечено, выше межреги-

онально распространенная нижнекаратавская *Inzeria tjomusi* Kryl., залегающая на Шпицбергене в карбонатах над Кварцитом Кортбрен. В серии Академикербрен в том же порядке, что и в минь-ярской свите стратотипа, сменяются слои с минь-скими онколитами, над ними – со строматолитами миньской ассоциации, а выше – с *Conophyton milo-*

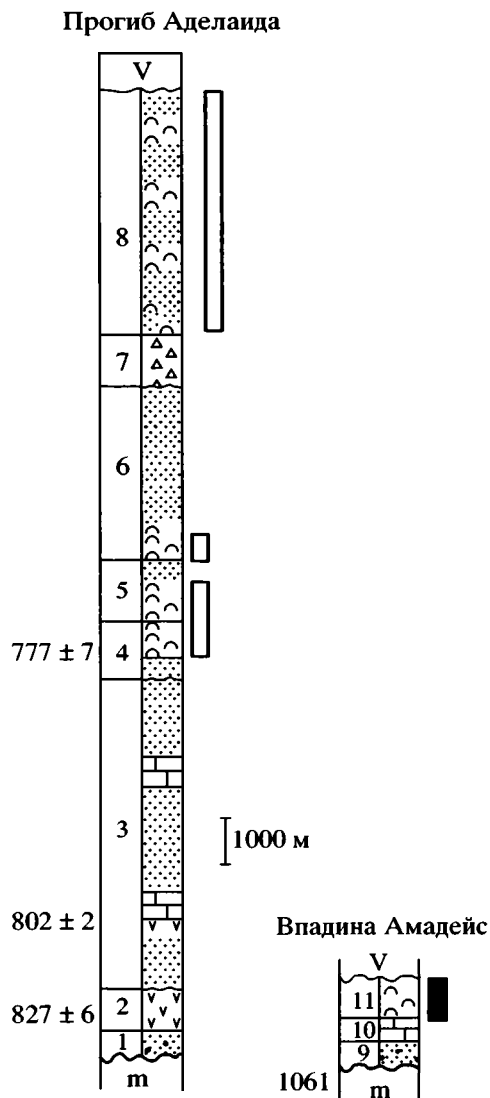


Рис. 3. Коррелятивы в опорных разрезах неопротерозоя Австралии.

1–3 – серия Колланна: 1–2 – подсерия Аркарула, 1 – Кварцит Янгхазбанд, 2 – доломит Куминари, вулканы Улланна; 3 – подсерия Курдимурка с туфом Рук; 4–6 – серия Барра; 7–8 – серия Амбертана; 9 – Кварцит Хевитри; 10–11 – формация Биттер-Спрингс: толщи: 10 – Гиллен, 11 – Лавс Крик. Буквенные обозначения: m – метаморфические породы фундамента; V – венд, тиллиты. Остальные усл. обозначения см. на рис. 1.

radoviči Raab., и с *Minjaria* Kryl. Верхний член ряда на Шпицбергене – *Poludia russa* Raab. найден в аналогах укской свиты на западном склоне Северного Урала. Сумма этих данных легла в основу двухчленных схем верхнего рифея в общей стратиграфической шкале (Раабен, 1967, 1975; Раабен, Забродин, 1969; Забродин, Раабен, 1975).

Изотопные датировки пород в шпицбергенском разрезе верхнего докембрия отсутствуют

(кроме несомненно омоложенных), но для Средней и Верхней Гекла Хук построена представительная С-изотопная кривая (Knoll et al., 1986); на нее опирается известная модельная кривая вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в неопротерозое (Kaufman, Knoll, 1995). Вопросы сопоставления уральской, модельной и шпицбергенской С-изотопных кривых рассмотрены ранее (Раабен, 2001), здесь лишь напомним, что эти кривые синфазны. Все три присутствующих на них отрицательных экстремума сопоставимы, но в разрезе Шпицбергена они не датированы, и их изотопные возрасты определялись на основе межрегиональных корреляций с Канадой, Африкой и Австралией.

Канада. Одним из лучших разрезов рифея или мезо-неопротерозоя считается разрез надсерии Маккензи Маунтинз в Северо-Западной Канаде (рис. 2). Он богат строматолитами, которые здесь изучены М.А. Семихатовым (Семихатов, Раабен, 1996). В серии Катерин отчетливо распознается каратавский строматолитовый комплекс, а в более древних горизонтах надсерии, залегающих многими сотнями метров ниже, установлено сочетание родов столбчатых строматолитов, характерное для нижнего юрматиния: *Conophyton*, *Jacutophyton*, *Svetliella*, представленные новыми формами, и неопределимые до вида *Baicalia*. Верхние горизонты серии Катерин и наибольшая по мощности часть вышележащей серии Литл Дал содержат в карбонатных пачках ассоциацию столбчатых строматолитов, в которую входят *Inzeria tjomusi* Kryl. и не менее двух новых видов *Baicalia*. Верхняя свита серии Литл Дал в своей верхней половине включает сочетание таксонов, говорящее, скорее всего, о принадлежности к верхнекаратавскому комплексу: *Minjaria uralica* Kryl., *Gymnosolen* sp. nov., *Voxonia* sp. nov., *Parmites* sp., *Conophyton* sp. Серия несогласно перекрыта тиллитами Репитен, которые считаются аналогом тиллитов Стерт Австралии (Kaufman, Knoll, 1995 и ссылки в этой работе). Возраст основания серии Катерин на основании корреляций оценивается как 900–1000 млн. лет (Park, Aitkin, 1986). К основанию серии Литл Дал отнесена дата 800 млн. лет, отвечающая серии Литл Дал в разрезе Рук серии Колланна прогиба Аделаида Австралии (Kaufman, Knoll, 1995); условность такой корреляции отмечалась раньше (Раабен, 2001). По сопоставлению с разрезами островов залива Виктория, где серии Литл Дал отвечает серия Шалер (Young, 1974), верхний предел возраста серий оценен в 778–779 млн. лет, а нижний предел возраста тиллита Репитен – в 723 ± 3 млн. лет (Kaufman, Knoll, 1995). С этой датой связывается самый поздний из трех ранее упомянутых отрицательных экстремумов модельной кривой, на рисунке (рис. 2) показано его положение в разрезе неопротерозоя залива Виктория.

В Австралии верхний рифей залегает несогласно на более древних толщах, в том числе среднерифейских, от которых он отделен, как теперь полагают, длительным перерывом (Hill, Walter, 2000; Walter et al., 2000). В главном опорном разрезе рифтового прогиба Аделаида мощность верхнего рифея почти втрое больше, чем на Южном Урале или на Шпицбергене. В другом опорном разрезе – во впадине Амадеус мощность отложений меньше на порядок (рис. 3). Здесь базальные кварциты Хевитри несогласно перекрывают породы, прорванные хорошо датированными дайками с возрастом 1061 млн. лет, и здесь много лучше представлены строматолиты нижней части разрезов. Формация Биттер Спрингс, залегающая над базальными кварцитами, включает две толщи существенно карбонатных пород. Из нижней (Гиллен) описаны *Tungussia erecta* Walt., из верхней (Лавс-Крик) – *Inzeria intia* Walt., *Jurusania nizvensis* Raab., *Acaciella australica* Walt., *Culparia alicia* Walt., *Minjaria pontifera* Walt., *Basisphaera irregularis* Walt., *Boxonia pertaknurra* Walt., *Linella* (?) *avis* Kryl. (Walter, 1972).

В мощном разрезе неопротерозоя “геосинклинали” Аделаида известен ряд несогласий (рис. 3). Выделяются снизу вверх серия Калланна с подсериями Аркарула и Курдимурка, серии Барра и Амберетана; верхняя часть последней принадлежит уже венду, начинаясь “варангерскими” тиллитами. В основании всего разреза залегает грубообломочная толща – конгломерат Янгхазбанд. Выше в серии Калланна известны строматолиты очень плохой сохранности, отнесенные к родам *Baicalia*, *Tungussia*, *Parmites*, *Gymnosolen*, *Acaciella*, а в предполагаемых аналогах серии отмечен вариант *Conophyton garganicus* Korol., вида, не поднимающегося в верхний каратавий. В серии Барра описаны тунгуссиды эндемичных видов: *Baicalia burra* Gleis. et al., *Tungussia wilkatanna* Preiss, а в серии Амберетана – также эндемичные формы нескольких родов: *Acaciella angastena* Preiss, *Inzeria conjuncta* Preiss, *I. multiplex* Preiss, *Katavia costata* Preiss, *Boxonia melrosa* Preiss, *Tungussia etina* Preiss (Preiss, 1972, 2000). Дефицит общих форм строматолитов в опорных разрезах неопротерозоя Австралии и высокий эндемизм видового состава привели к тому, что интерес австралийских исследователей направлен сейчас преимущественно на хемотратиграфические методы корреляции (Hill, Walter, 2000; Walter et al., 2000). Попытки построить дробную шкалу времени для интервала неопротерозоя от 840 до 544 млн. лет с помощью вариаций $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{34}\text{S}$ (Walter et al., 2000) наталкиваются, как кажется, на малочисленность точных геохронологических дат в неопротерозое как Австралии, так и других регионов. В разрезе Аделаиды известны сейчас три прецизионные U-Pb датировки по цирконам, но они охватывают интервал, длительностью всего в 50 млн. лет:

верхняя часть подсерии Аркарула (вулканиты Ултана) датирована 827 ± 6 млн. лет; подсерия Курдимурка включает в нижней половине туфы Рук, для которых известна дата 802 ± 2 млн. лет; серия Барра начинается кластическими породами – песчаником Рина с вулканитами Буко, датированными 777 ± 7 млн. лет (рис. 3).

Дата 827 ± 6 млн. лет (Wingate et al., 1998), почти совпадающая с датой 836 ± 25 млн. лет в стратотипе верхнего рифея, показывает, что низы разреза надсерии Аделаида древнее, чем считалось обычно (Plumb, 1991 и др.). Это снимает некоторые противоречия, касающиеся строматолитов в верхнем рифее Австралии. Ориентируясь на имевшиеся тогда даты, мы отнесли все строматолиты из опорных разрезов Центральной и Южной Австралии к верхней половине каратавия (Семихатов, Раабен, 1996). Между тем, таксономический состав строматолитов в прогибе Амадеус говорит, скорее, о принадлежности к раннему каратавию. Ассоциация из формации Биттер Спрингс содержит виды, сближающие ее с евразийскими ассоциациями: *Jurusania nizvensis* межрегионально распространена в нижнем каратавии Евразии в сочетании с *Inzeria tjomusi*, к которой предельно близка *Inzeria intia*. Сейчас формацию Биттер Спрингс сопоставляют с той частью серии Калланна, которая подстилает вулканиты Ултана (Walter et al., 2000). Если такая корреляция верна, то строматолиты формации Биттер Спрингс древнее 827 ± 6 млн. лет и попадают в тот интервал верхнего рифея, который в стратотипе охарактеризован раннекаратавским строматолитовым комплексом. Эндемичные формы из Аделаиды, в интервале разреза с возрастными от 802 ± 2 млн. лет и моложе сближались, большей частью, с верхнекаратавскими видами (Preiss, 1972, 1973, 1974).

В Северной Африке верхний рифей хорошо представлен так называемой “строматолитовой” серией Западной Сахары на окраине щита Регибат. Эта серия залегает с угловым несогласием на метаморфизованных породах “древнего цоколя” и прорывающих его риолитах с возрастом 1075 млн. лет. Мощность верхнего рифея составляет лишь около 1500 м даже в наиболее полном разрезе Мавританского Адрара. Здесь выделяют серии: Шар, Атар и Тифунке. Серия Шар представлена внизу грубообломочными, выше терригенно-карбонатными породами, не содержащими определенных биолитов. Выше с размывом залегает серия Атар, богатая строматолитами. Над базальной кластической толщей серии залегают доломиты с *Conophyton resotii* Mench., *Jacutophyton*, *Baicalia mauritanica* Bertr.-Sarf. (= *B. lacera* Semikh.), *B. safia* Bertr.-Sarf., *Tungussia glebulosa* Bertr.-Sarf., *Gymnosolen hankii* Bertr.-Sarf. (в пачках I_5 и I_6); с *Jurusania lissa* Bertr.-Sarf., *G. directus* Bertr.-Sarf., *Tungussia nodosa* Semikh., *Tariufetia hemisphaerica* Bertr.-

Sarf. (в пачках I_7 и I_{10}), выше, в серии Тифунке описана эндемичная *Tifounkeia ramificata* Bertr.-Sarf. (Trompette, 1969; Bertrand-Sarfati, Raaben, 1972; Bertrand-Sarfati, 1972).

Толщи Мавританского Адара датированы Rb-Sr изохронным методом по тонкой фракции иллита (Clauser, 1982): серия Шар – 998 ± 39 млн. лет; пачки серии Атар: I_5 – 890 ± 37 млн. лет, I_6 – 874 ± 23 , I_7 – 866 ± 70 , I_{10} – 775 ± 54 млн. лет. Эти даты имеют большой предел неопределенности, но все же позволяют заметить, что интервал, охарактеризованный здесь строматолитами, непродолжителен и относится к средней части каратавия. Этим может объясняться сочетание строматолитов раннекаратавского облика, таких, как *Baicalia mauritanica*, с формами, тяготеющими по своим признакам к позднекаратавским, как например, *Conophyton resotii* с его микроструктурой, близкой к *C. miloradoviči* (Bertrand-Sarfati, 1972).

В Южной Азии основание каратавской эратемы, как геологическая граница высокого ранга выступает в Китае, где верхнему рифею отвечает “система” Циньбайкоу – одно из трех главных подразделений бывшей синийской эратемы. В типовом районе Яншаня самая нижняя формация, сложенная грубообломочными породами, трансгрессивно перекрывает отложения мезопротерозоя. Разрезы здесь, однако, неполны, и основные данные для характеристики верхнего рифея заимствуются из восточных (Ляодунь, Анюй) или западных (Бейшань, Паргантар) районов Китая. Строматолиты здесь изучаются интенсивно, формы из верхнего докембрия всей территории Китая сведены в последовательный ряд ассоциаций (Cao, Zhao, 1981; Liang et al., 1985). Две ассоциации (VI, VII) принадлежат системе Циньбайкоу (Liang et al., 1985). М.А. Семихатов и М.Е. Раабен (1994) отнесли строматолиты обеих ассоциаций к нижнему каратавию, но более пристальный анализ соотношений таксонов в представительных разрезах выявил неоднородность ассоциаций по вертикали. На самых нижних уровнях строматолиты имеют явный нижнекаратавский облик: здесь присутствуют *Inzeria tjomusi* Kryl., а также близкие к ней эндемики, изобилуют конофитоны, представленные *Conophyton cylindricus* Masl., *C. garganicus* Korol. и десятком местных видов, из которых *C. oclaroides* Liang, *C. liajiatunensis* Liang распространены повсеместно. Выше господствуют представители рода *Baicalia*: *B. baicalica* s. lato, *B. lacera* Semikh., *B. cf. mauritanica* Bertr.-Sarf., *B. capricornis* Glessn., несколько эндемичных и ряд неопределимых до вида форм. Верхние уровни с ассоциацией VI и почти весь интервал с ассоциацией VII заключают *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *G. levis* Kryl., местные формы того же рода, 4 эндемичных вида *Katavia* Kryl., а также *Eleonora laponica* Bertr.-Sarf., редкие австралийские формы и представителей эндемичных китайских родов.

Самый верхний уровень с ассоциацией VII содержит, главным образом, *Linella*, в том числе *L. simica* Kryl., а также эндемичные *Xinmincunella*, близкие к уральскому роду *Patomella*. Таким образом, в Китае развиты и нижний, и верхний каратавий, причем в составе последнего, как и на Урале, намечается по строматоликам два подчиненных подразделения. Имеющиеся изотопные датировки говорят лишь о верхнерифейском возрасте обсуждаемых толщ, но не пригодны для уточнений проводимых корреляций.

В Индии верхний рифей присутствует в разрезах платформенных впадин Виндийской и Чаттисгарх, а также в Малых Гималаях (Raha, 1980; Божко, 1984; Раабен, Тевари, 1987 и ссылки в этих работах). Его породы залегают на более древних с перерывом, видимо, повсеместным, но возраст нижней части разрезов остается не определенным. В Виндийской впадине, разрезы которой служат типовыми для верхнего докембрия Индостана, изотопные датировки ненадежны и спорны. Строматолиты немногочисленны, причем развит, видимо, только позднекаратавский комплекс. Самые нижние из содержащих их уровней, расположенные в свите Джирри на востоке Виндийской впадины, содержат мелких *Inzeria*, а верхняя серия Бхандер заключает на нескольких уровнях тунгуссид, в том числе *Linella* cf. *ukka* Kryl. Довольно богата строматоликами серия Райпур впадины Чаттисгарх. В ее породах присутствуют *Parmites concrescens* Raab., *Tungussia indiana*, формы родов *Gymnosolen* и *Minjaria*, но нет характерных нижнекаратавских форм. А. Шнитцер, детально изучавший серию, считал ее не древнее 700–800 млн. лет (Schnitzer, 1971). В Низких Гималаях, в серии Симла также присутствует *Parmites concrescens*, а в разобщенных карбонатных линзах – эндемичная *Jurusania himalayica* Sinha, сравнимая скорее с юдомской *J. sibirica* (Jak), чем с катавскими видами юрезаний (Sinha, 1977).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геоисторический метод сохраняет ведущее значение для обособления в докембрии таких крупнейших единиц, как нижний, средний и верхний рифей или, иначе говоря, как бурзянская, юрматинская и каратавская эратемы. Геоисторические реперы отмечают рубежи каратавия в его стратотипе и в опорных разрезах других регионов с той или иной степенью выразительности. Для расчленения верхнего рифея на подчиненные одноранговые единицы событийные критерии мало пригодны. На первое место в таком расчленении выходят биостратиграфические методы и критерии.

Строматолиты, подвергавшиеся далеко не всегда справедливой критике в конце прошлого ве-

ка, сохраняют значение наиболее универсального биостратиграфического инструмента.

В стратотипе верхнего рифея отчетливо различаются два строматолитовых комплекса. Они прослеживаются во всех достаточно полных верхнерифейских сукцессиях, и это позволяет расчленять эратему по строматолитам в глобальном масштабе на две субэратемы. Для нижней субэратемы характерны крупные *Inzeria* (*I. tjomusi* и др.), *Jurusania* с аморфно-пленочной микроструктурой слоев (*J. cylindrica*, *J. nizvensis*), проходящие снизу виды *Conophyton* (*C. cylindricus*, *C. garganicus*, *C. lituus* и др.), сопутствующие якутофитоны и характерный набор форм рода *Baicalia*, из которых *B. lasera* известна на четырех континентах (Knoll, Semikhatov, 1998). В верхней субэратеме на смену этому комплексу приходят мелкие гимносолениды (*Gymnosolen gamsayi*, *G. levis*, *Inzeria djejimi*, *Katavia karatavica*), многочисленные и разнообразные тунгуссиды, конофитоны с микроструктурой особого типа (*Conophyton miloradoviči* и его варианты). У кровли подразделения обособляется ассоциация с господствующими в ней монотонными тунгуссидами (*Linella ukka* и близкие к ней формы), она прослеживается в верхних горизонтах верхнего рифея России, Свальбарда и Китая, намечая возможность дальнейшего подразделения верхнего каратавия.

Перспективы биостратиграфических методов сейчас неизмеримо возросли, благодаря интенсивным исследованиям микрофоссилий, позволяющим включать в анализ более широкий спектр осадочных формаций верхнего докембрия. Микробиоты, известные в настоящее время в интервалах распространения раннекаратавского и верхнекаратавского строматолитовых комплексов, различаются достаточно отчетливо. Применение хемотратиграфических реперов, потенциал которых расценивается высоко, затруднено пока дефицитом надежных изотопных датировок, отвечающих современным требованиям, и широким пределом неопределенности многих из них; это лишает однозначности предлагавшиеся кривые вариаций хемотратиграфических параметров.

Надежные изотопные даты пока немногочисленны и в стратотипе, и в каждом из рассмотренных опорных разрезов верхнего рифея. Взятые вместе, они датируют интервал с нижнекаратавским строматолитовым комплексом от 1025 ± 40 до 974 ± 6 млн. лет в нижней части и 836 ± 25 млн. лет близ кровли. Интервал с верхнекаратавским комплексом датирован 802 ± 2 млн. лет у основания, 777 ± 6 , $778-779$, 723 ± 6 млн. лет в средней части и 664 ± 11 млн. лет в верхней. Таким образом, рубеж между ранним и поздним каратавием моложе 836 ± 25 млн. лет и древнее 800 ± 2 млн. лет. Возраст этой границы очевидно близок к

800 млн. лет (800–820 млн. лет); длительность обеих подразделений каратавия примерно одинакова, что подчеркивает равенство их ранга.

Автор выражает искреннюю признательность М.А. Семихатову и А.Ф. Вейсу за ценные указания, сделанные в процессе подготовки текста статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 02-05-64333), и Приоритетной программы ОНЗ РАН № 6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беккер Ю.Р. Основные проблемы стратиграфии докембрия Русской платформы и ее складчатого обрамления // Сов. геология. 1972. № 5. С. 13–23.
- Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Божко Н.А. Поздний докембрий Гондваны. М.: Недра, 1984. 232 с.
- Варганов В.Г., Григорьев А.Г., Кривошеев В.И., Тристан Н.И. О пограничных отложениях докембрия и кембрия на Урале // Проблемы стратиграфии Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 24–27.
- Вейс А.Ф. Микрофоссилии каратавской серии верхнего рифея Южного Урала // Методические аспекты палинологии. М.: РАН. 2002. С. 39–41.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии сибирского гипостратотипа рифея (омахтинская, кандыкская и устькирбинская microbiоты) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 27–54.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Возрастные преобразования фациально-экологической структуры докембрийских биот и стратиграфия рифея // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 85–96.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Е. и др. Рост континентальной коры Енисейского Кряжа в неопротерозое: новые геологические и геохронологические данные // Матер. Всерос. науч. конф. "Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков". М.: Связь-принт, 2002. С. 32–33.
- Гарань М.И. Западный склон и центральная зона Южного Урала // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолгиздат. 1963. С. 114–163.
- Гарань М.И. Верхний докембрий (рифей). Стратиграфия // Геология СССР. Т. 12. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра. 1969. С. 70–106.
- Горожанин М.В., Кутявин Э.П. Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: УНЦ АН СССР. 1986. С. 60–63.
- Горяинова О.П., Фалькова Э.А. Отчет о геологических исследованиях в бассейне рек Инзер и Зилим. Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения. 1933. Вып. 272. 36 с.
- Забродин В.Е. О расчленении миньярско-укских отложений Урала по микрофитолитам // Докл. АН СССР. 1968а. Т. 182. № 2. С. 418–421.
- Забродин В.Е. Катаграфии группы *Vesicularites* Reittl., их диагностические признаки и методика изучения // Проблематика пограничных слоев рифея и кембрия

Русской платформы, Урала и Казахстана. М.: Наука, 1968. С. 37–83.

Забродин В.Е., Раабен М.Е. О биостратиграфическом расчленении верхнего рифея // Геология и полезные ископаемые докембрия. М.: Недра, 1975. С. 15–24.

Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Горохов И.М. и др. Rb-Sr возраст и ЯГР-спектры глауконитов укской свиты, верхний рифей, Южный Урал // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. 1-я Российская конференция по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН. М.: ГЕОС, 2000. С. 144–147.

Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей, венд) М.: Изд-во МГУ. 1968, 95 с.

Келлер Б.М., Раабен М.Е. Горизонты верхнего докембрия // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 6–12.

Кириченко Г.И. Стратиграфия докембрия западной и южной окраин Сибирской платформы // Тез. докл. Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири. Л.: ВСЕГЕИ, 1956. С. 16–17.

Клочихин А.В., Романов В.А., Радченко В.В., Михайлов П.Н. К вопросу о стратиграфическом расчленении и корреляции доордовикских отложений Авзянского района Южного Урала // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: Башк. кн. изд-во, 1969. Вып. 9. С. 18–27.

Клюжина М.Л. Вендская система на Урале: региональные стратоны и характер границ // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Уфа: ИГ БНЦ АН СССР, 1990. С. 62–63.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

Козлов В.И. Стратиграфическая шкала верхнего докембрия Южного Урала // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтеносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Матер. Всерос. совещ. Ч. 2. Уфа: УНЦ РАН, 1999. С. 28–31.

Козлов В.И., Горожанин В.М. К вопросу о выделении баетеевской свиты и о возрасте базальных слоев ашинской серии Южного Урала // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской платформы. Уфа: УНЦ РАН, 1993. С. 14–23.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Ларионов Н.Н. и др. Верхний докембрий Южного Урала и сопредельных районов востока Русской плиты // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УРО РАН, 1997. С. 85–92.

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. Строматолиты и корреляция опорных разрезов Сибири и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 9. С. 30–35.

Комар В.А., Семихатов М.А., Серебряков С.Н., Воронов В.Г. Новые данные по стратиграфии и истории развития Юго-Восточной Сибири и Северо-Востока СССР // Сов. геол. 1970. № 3. С. 37–53.

Коротеев В.А., Краснобаев А.А., Нечехин В.М. Геохронология и геодинамика верхнего протерозоя севера Евразии // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УРО РАН, 1997. С. 28–36.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 145 с.

Крылов И.Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии. М.: Наука, 1963. 133 с.

Крылов И.Н., Шаповалова И.Г. О распространении катавского комплекса в рифейских отложениях Урала и Сибири. Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1970. С. 47–57.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3–39.

Маслов А.В. Осадочные последовательности типового разреза рифея: основные черты состава и строения, материалы к разработке седиментационных моделей // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УРО РАН, 1997. С. 98–110.

Маслов А.В. Тангаурская подсерия верхнего рифея Алатауского антиклинория Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 5. С. 3–22.

Маслов А.В., Оловянишников 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.

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., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. Возможности Pb-Pb датирования карбонатных пород с открытыми U-Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3–19.

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. 3–16.

Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. U-Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 1995. № 5. С. 525–536.

Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1948. 408 с.

Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.

Подковыров В.Н. Сибирский гипостратотип рифея и венда: химическая цикличность и изотопная хемотратиграфия разреза // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УРО РАН, 1997. С. 36–44.

Подковыров В.Н., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А. и др. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Ю. Урала).

- ла) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.
- Раабен М.Е. Строматолиты верхнего рифея Полуодва кряжа и их вертикальное распределение // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39. Вып. 3. С. 86–109.
- Раабен М.Е. Верхний рифей как подразделение общеевропейской шкалы докембрия // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177. № 4. С. 901–904.
- Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 247 с.
- Раабен М.Е. Строматолиты в стратиграфии рифея Северной Евразии // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УРО РАН, 1997. С. 13–20.
- Раабен М.Е. Хемостратиграфическая С-изотопная корреляция верхнего рифея Арктики и Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 2. С. 3–14.
- Раабен М.Е., Журавлев В.С. Сопоставление разрезов рифея Полуодва кряжа и Южного Урала // Докл. АН СССР. 1962. Т. 147. № 2. С. 448–451.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е. К биостратиграфической характеристике рифея Арктики // Докл. АН СССР. 1969. Т. 181. № 6. С. 676–679.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е. Водорослевая проблематика верхнего рифея. М.: Наука, 1972. 130 с.
- Раабен М.Е., Комар В.А. Граница нижнего и верхнего каратавия в уральском стратотипе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 84–96.
- 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., Тевари В. Рифейские строматолиты Индии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 7. С. 17–26.
- Решение Всесоюзного Совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С. 147–153.
- Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 262 с.
- Семихатов М.А. Строматолиты в стратиграфии докембрия. Анализ 84 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 3–21.
- Семихатов М.А. Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 6–20.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Рb-Рb геохронология карбонатных пород ляховинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 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. Статья 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. 24 с.
- 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. 55 с.
- Сергеев В.Н., Крылов И.Н. Микрофоссилии миньярской свиты Урала // Палеонт. журнал. 1986. № 1. С. 84–95.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УРО РАН, 1993. 151 л.
- Стратиграфический словарь СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 1284 с.
- Стратиграфический словарь. Верхний докембрий. М.: Наука, 1994. 350 с.
- Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 175 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Травин А.Н. Изотопы углерода в рифейских карбонатных породах Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 6. С. 20–40.
- Хоментовский В.В., Постников А.А. О месте байкалия в уральском стратотипе рифея // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтеносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Часть 2. Уфа: Уф. НЦ РАН. 1999. С. 80–81.
- Хоментовский В.В., Постников А.А., Файзулина М.Ш. Байкалий стратотипической местности // Геология и геофизика. 1998. № 11. С. 1505–1517.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Яшкин М.С. Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25–33.
- Худoley А.К., Рейнбирд Р., Стерн Р. и др. Новые данные о рифейском тектогенезе на Северо-Востоке России // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Матер. совещ. Т. 2. 1999. С. 261–264.
- Шалагинов В.В. Проблема нижней границы венда на Урале // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Уфа: ИГ БНЦ АН СССР, 1990. С. 84–85.
- Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: МОИП, 1945. 131 с.
- Шатский Н.С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы // Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: АН СССР, 1960. С. 5–15.
- Швецов П.Н. Базальные горизонты верхних серий рифея Южного Урала как отражение предшествующих эпох корообразования // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 1. С. 168–171.
- Швецов П.Н. О тюльменском стратоне и границе среднего и верхнего рифея в стратотипической местности // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Т. 1. Уфа: ИГ УНЦ АН, 2001. С. 101–106.
- Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

- Янкаускас Т.В. Микрофоссилии Южного Урала // Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. С. 84–120.
- Bertrand-Sarfati J. Stromatolites columnnaires du Precambrien superieur, Sahara Nord-Occidental. Paris: CRNS, 1972. 245 p.
- Bertrand-Sarfati J., Raaben M.E. Comparaison des ensembles stromatolitiques du Precambrien superieur du Sahara occidental et de l'Oural // Bull. Soc. Geol. Fr. 1970. P. 364–371.
- Bertrand-Sarfati J., Siedlecka A. Columnar stromatolites of the terminal Precambrian Porsanger Dolomite and Grasdalen Formation of Finnmark, north Norway // Nor. Geol. Tidsskr. 1980. V. 60. № 1. P. 1–27.
- Cao R., Zhao W. Sequence of Precambrian stromatolites assemblages in North China // Acta paleontol. Sinica. 1981. V. 20. № 6. P. 309–319.
- Clauer N. Geochimie isotopique du strontium des milieux sedimentaires – Application a la geochronologie de la couverture du craton ouest-africain // Sci. Geol. Mem. Strasbourg. 1976. 256 p.
- Harland W.B., Hambrey M.J., Waddams P. Vendian geology of Svalbard // Scripta. 1993. № 193. 150 p.
- Harland W.B., Wilson C.B. The Hecla Hock succession in Ny-Friesland, Spitsbergen // Geol. Mag. 1956. V. 93. № 4. P. 256–292.
- Hill A.S., Walter M.R. Mid-Neoproterozoic (~830 – 750 Ma) isotope stratigraphy of Australia and global interpretation // Precambrian Res. 2000. V. 100. P. 181–211.
- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Helmerson G. P. Comings and Goings of Global glaciations in a tropical platform in Namibia // GSA. Today. 1998. V. 8. № 5. P. 1–9.
- Kah L.C., Sherman A.G., Narbonne G.M. et al. Isotope stratigraphy of the Mesoproterozoic Bylot supergroup, Northern Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlation // Canad. J. Earth Sci. 1999. V. 36. № 3. P. 319–332.
- Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of carbonate and organic carbon of sea water: stratigraphic and biogeochemical implications // Precambrian Res. 1995. V. 73. P. 27–49.
- Khudoley A.K., Rainbird R.M., Stern R.A. et al. Sedimentary evolution of the Rhiphean-Vendian basin of Southeastern Siberia // Precambrian Res. 2001. V. 111. № 1–4. P. 235–236.
- Knoll A.H. Neoproterozoic evolution and environmental changes // Early life on Earth. New York: Columbia Press, 1994. P. 233–246.
- Knoll A.H., Sweet K. Micropaleontology of the Late Proterozoic Veteranen Group, Spitsbergen // Paleontology. 1985. V. 28. P. 451–473.
- Knoll A.H., Hayes I.M., Kaufman A.J. et al. Secular variations in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland // Nature. 1986. V. 321. P. 856–857.
- Lambert I.B., Walter M.R., Zang W. et al. Paleoenvironment and carbon isotope stratigraphy of Upper Proterozoic carbonates of the Yangtze Platform // Nature. 1987. V. 235. P. 140–142.
- Liang Yu, Zhu S., Zhang I. et al. Stromatolite assemblages of Late Precambrian in China // Precambrian Res. 1985. V. 29. P. 2915–2932.
- Park J.K., Aitkin J.D. Peleomagnetism of the Katherine Group in the Mackenzie Mountains: implications for post-Grenvill (Hadyrnyan) apparent polar wander // Canad. J. Earth Sci. 1986. V. 23. P. 308–323.
- 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 // Precambrian Res. 2000. V. 100. P. 21–61.
- Plumb K.A. New Precambrian time scale // Episodes. 1991. V. 14. № 2. P. 139–140.
- Raaben M.E. Columnar stromatolites and Late Precambrian stratigraphy // Amer. J. Sci. 1969. V. 267. № 1. P. 1–18.
- Raaben M.E., Liubtsov 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.
- Raha P.K. Stromatolites zonation in Jammu Limestone, Udhampur district, Jammu // India Geol. Surv. Miscellaneous publication. 1980. № 44. P. 134–172.
- Rainbird R.H., Jefferson C.W., Young G.M. The early Neoproterozoic sedimentary Succession B of northern Laurentia: correlations and palaeogeographic significance // Geol. Soc. Amer. Bull. 1996. V. 108. P. 454–470.
- Schnitzer W.A. Das Jungprekambrian Indiens (Purana system). Neugliederung. Stromatolithen fuhrung und Litofazien // Erlanger Geol. Ab. 1971. V. 85. P. 1–44.
- Sinha A.K. Riphean stromatolites from Western Himalaya, Himachal Pradesh, India // Fossil algae. Berlin: Heidelberg, 1977. P. 86–110.
- Trompette R. Les stromatolites du "Precambrien superieur" de l'Adrar de Mauritanie (Sahara occidental) // Sedimentology. 1969. V. 13. P. 123–154.
- Walter M.R. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian // Palaeontolog. Ass. Special Paper. 1972. V. 11. 190 p.
- Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R. et al. Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon and sulfur in seawater, and some interpretative models // Precambrian Res. 2000. V. 100. P. 371–433.
- Wingate M.T.D., Campbell I.H., Compston W., Gibson G.M. Ion microprobe U-Pb ages for Neoproterozoic basaltic migmatism in south-central Australia and implications for the breakup of Rodinia // Precambrian Res. 1998. № 87. P. 135–159.
- Young G.M. Stratigraphy, paleocurrents and stromatolites of Hadyrnyan (Upper Precambrian) rocks of Victoria island, Arctic Archipelago, Canada // Precambrian Res. 1974. V. 1. P. 13–41.

Рецензент А.В. Маслов

УДК 563.719: 551.733 (474)

PRISTIOGRAPTUS (GRAPTOLOIDEA) ИЗ ВЕРХНЕВЕНЛОКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СТРАН БАЛТИИ

© 2005 г. С. Радзявичус*, Й. Пашкевичус**

*Институт геологии, Тартуский университет, Тарту

**Вильнюсский университет, Кафедра геологии и минералогии, Вильнюс

Поступила в редакцию 31.03.2003 г., получена после доработки 8.06.2004 г.

Род *Pristiograptus* в странах Балтии встречается в интервале *cyphus* – *ultimus* – *parultimus*. Максимальное видовое разнообразие пристиограптит наблюдается в верхневенлоксских зонах *nassa* – *ludensis*. В этом интервале присутствуют только представители рода *Pristiograptus* и семейства *Retiolitidae*, в то время как другие характерные виды венлоксских граптолитов исчезают. По этой причине только представители рода *Pristiograptus* могут быть использованы для детального расчленения интервала зон *nassa* – *ludensis*. В составе верхнего гомера Прибалтики выделены зоны *lundgreni*, *nassa*, *virbalensis* и *ludensis*, которые могут быть далее детализированы. Зона *nassa* может быть разделена на две части: нижнюю с *Pristiograptus parvus* Ulst и *Gothograptus nassa* (Holm) и верхнюю с *G. nassa* и *P. dubius ludlowensis* (Bouček). Зона *virbalensis* также подразделяется на две части: нижнюю с *P. virbalensis* *Paskevičius* и *P. praedeubeli* (Jaeger) и верхнюю с *P. virbalensis* и *P. deubeli* (Jaeger). Выделенные стратоны могут быть использованы в биостратиграфическом расчленении на территории Прибалтики. Приведены подробные описания руководящих видов пристиограптит из зоны *virbalensis*.

Ключевые слова. Граптолиты, *Pristiograptus*, биостратиграфия, таксономия, силур, верхний венлок, Прибалтика.

ВВЕДЕНИЕ

Представители рода *Pristiograptus* часто встречаются практически по всему разрезу силурийских отложений Восточной Прибалтики. Они отмечены в интервале зон от *cyphus* (нижний лландовери) до *parultimus* – *ultimus* (нижняя часть пржидоли) (*Paskevičius*, 1997). Пристиограптиты пограничных венлоксско-лудловских слоев Балтийской синеклизы были изучены Р. Ульст (Гай-

лите и др., 1967, 1987; Ульст, 1974), которая проанализировала детальное распределение видов в интервале от верхней части зоны *testis* до нижней части зоны *nilssoni*. И. Пашкевичус (Пашкевичус, 1974; *Paskevičius*, 1997) усовершенствовал граптолитовую зональную шкалу (табл. 1) и охарактеризовал распределение граптолитов в интервале зон *testis* – *nilssoni*. Все виды родов *Cyrtograptus*, *Monoclimacis* и *Monograptus*, которые обычны в

Таблица 1. Корреляция граптолитовых шкал Литвы, Латвии, Средней Азии, Чехии (граница зоны *gerchardi-ludensis* проведена выше, потому что *C. gerchardi* исчезает в нижнем лудлове, *Kozłowska-Dawidziuk et al.*, 1998) и Арктической Канады (*Lenz*, 1994)

Отдел	Ярус	Зоны по граптолитам				Регионарус Литвы	Свита (пачка)
		Средняя Азия	Чехия	Арктическая Канада	Литва Латвия		
Лудлов	Горсти	nilssoni colonus	nilssoni	nilssoni colonus	nilssoni	Дубиса	Сасартис
Венлок	Гомер	ludensis	gerchardi ludensis	ludensis	ludensis	Гелува	
		deubeli	deubeli praedeubeli	deubeli praedeubeli	virbalensi deubeli		
		sherrardae praedeubeli			nassa		
		nassa dubius					
		lundgreni testis	lundgreni	lundgreni testis	lundgreni	Яаагапаху	
						Райгине	

Примечание. п – пачка.

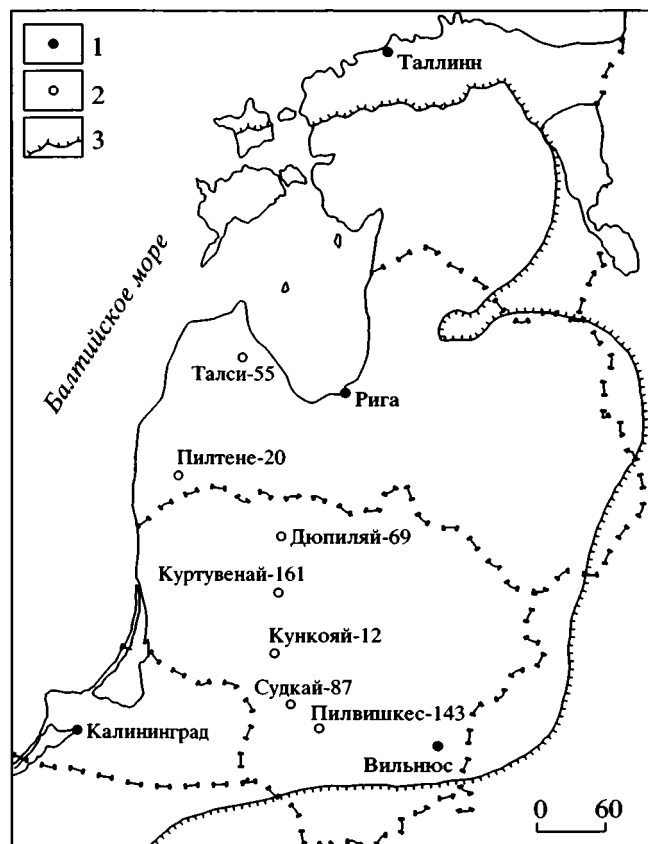


Рис. 1. Положение изученных скважин и распространение силурийских пород в странах Балтии.

1 – крупные города; 2 – изученные скважины; 3 – граница эродированных силурийских пород.

венлокских отложениях Восточной Прибалтики, вымирают в позднем венлоке, в конце времени lundgreni. Выше по разрезу постоянно присутствуют только представители рода *Pristiograptus* и семейства *Retiolitidae*, которые встречаются вплоть до конца венлока (время *nassa* – *ludensis*). Новые специфические таксоны монографтид появились и бурно развивались, начиная с лудлова, поэтому род *Pristiograptus* играет очень важную роль в биостратиграфии этого интервала в Восточной Прибалтике.

В Азии и Арктической Канаде виды монографтид, занимающие в морфологическом отношении промежуточное положение между типичными венлокскими и лудловскими таксонами (*Lobograptus shertardae* (Sherwin), *Pristiograptus idoneus* Koren), появились в зонах *praedeubeli*–*ludensis* (Koren, Suyarkova, 1994; Lenz, 1994b). Здесь также встречаются представители рода *Pristiograptus*, которые, однако, отличаются от видов, присутствующих в осадках Восточной Прибалтики.

МАТЕРИАЛ

Пристиографтиды были изучены в кернах скважин Шюпилай-69, Куртувенай-161, Кибартай-14, Суткай-87 (Литва), Талси-55 и Приекуле-22 (Латвия). Все скважины находятся в северо-западной части Восточно-Европейской платформы, в Литве и Латвии (рис. 1). Максимальная мощность силура в изученных скважинах достигает 850 м. В керне из скважины Шюпилай-69 граптолиты были изучены в интервале 966–1010 м (50 образцов), в скважине Куртувенай-161 в интервале 1274–1330 м (45 образцов) и в скважине Суткай-87 в интервале 760–805 м (25 образцов). В скважине Кибартай-14 один образец был получен с глубины 1071.8 м. Пристиографтиды из скважины Талси-55 (интервал 603–640 м) были изучены в коллекции Р. Ульст (Рига). Д. Кальо (Таллинн) любезно передал для изучения материал из скважины Приекуле-20 (1156.6, 1046.4 и 1145.6 м). Найденные граптолиты относятся к интервалу зон *lundgreni* – *nilssoni*.

Фотографии граптолитов сделаны на сканирующем электронном микроскопе в университете Лунда (Швеция) и в лаборатории материалов Таллиннского технического университета (Эстония). В работе использована терминология Л. Теллера (Teller, 1964) и С. Радзевичуса и Й. Пашкевичуса (Radzevichius, Paskevicius, 2000).

БИОСТРАТИГРАФИЯ

Имеющаяся обширная информация позволяет выделять в разрезе верхнего гомера Восточной Прибалтики зоны распространения (ранговые зоны) *lundgreni*, *nassa*, *virbalensis*, *ludensis*, *nilssoni*.

Появление *Gothograptus parvus* Ulst и *Gothograptus nassa* (Holm) маркирует нижнюю границу верхневенлокской зоны *nassa* (рис. 2). В верхней части зоны *lundgreni* исчезают многие характерные венлокские виды и подвиды, такие как *Monograptus testis testis* (Barrande), *M. t. inornatus* Elles, *M. flemingi flemingi* (Salter), *M. f. compactus* Elles et Wood, *Pristiograptus pseudodubius* (Bouček), *P. lodenicensis* Pribyl, *Monoclimacis flumendosae* (Gortani). Род *Cyrtograptus* также исчезает на этом уровне. В связи с этим нижняя граница зоны *nassa* совпадает с уровнем исчезновения упомянутых видов. В Восточной Прибалтике это событие приурочено к основанию пачки Анчя, сложенной микрослоистыми мергелями и глинистыми известняками. Мощность пачки, которая широко распространена в западной части Восточной Прибалтики, обычно составляет 1–2 м.

Нижняя часть зоны *nassa* отмечена появлением *P. parvus* и *G. nassa* (Paskevicius, 1997). Первый вид широко развит в очень узком интервале только в нижней части зоны *nassa*. В изученном разрезе он распространен в интервале мощностью 3 м.

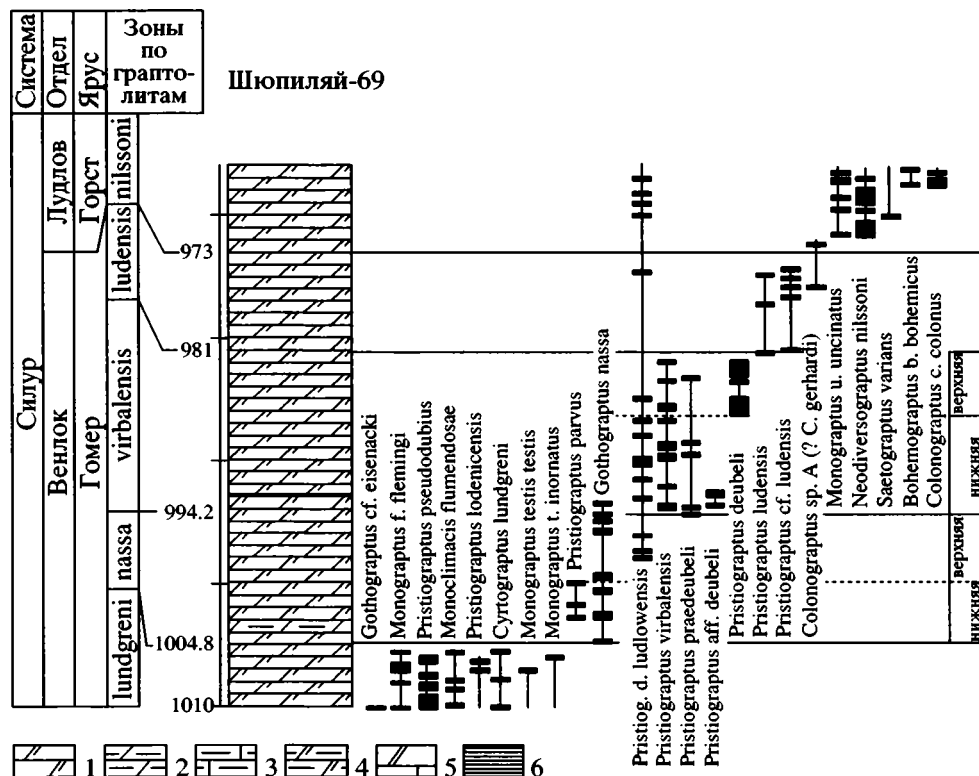


Рис. 2. Распространение граптолитов в венловских – лудловских пограничных слоях в скважине Шюпилай-69.

1 – доломитовый мергель; 2 – известковый мергель; 3 – глинистый известняк; 4 – глинистый доломитовый мергель; 5 – доломитовый мергель с прослоями известняков; 6 – аргиллит. Подразделения зон указаны справа от интервалов распространения.

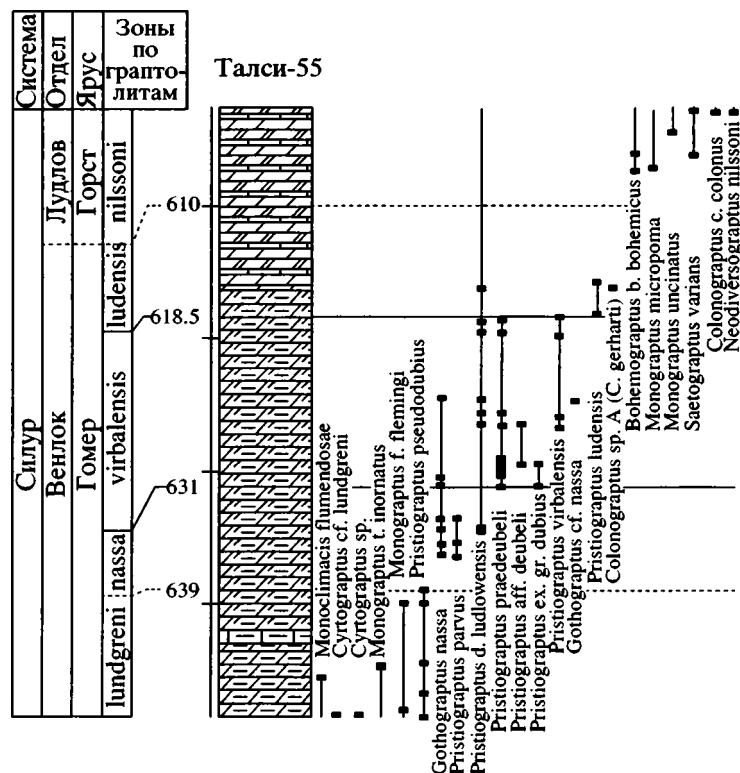


Рис. 3. Распространение граптолитов в венловских – лудловских пограничных слоях в скважине Талси-55. Подразделения зон указаны справа от интервалов распространения. Усл. обозначения см. на рис. 2.

Таблица 2. Сводная таблица распространения наиболее часто встречающихся и биостратиграфически важных видов граптолитов в венлокских–лудловских пограничных слоях Восточной Прибалтики

Виды	Зоны по граптолитам	lundgreni (upper part)	nassa		virbalensis–deubeli		ludensis	nilssoni (lower part)
			н.	в.	н.	в.		
Gothograptus eisenacki								
Monograptus t. testis								
Monograptus t. inornatus								
Monograptus f. flemingi								
Monograptus f. compactus								
Monoclimacis flumendosae								
Pristiograptus pseudodubius								
Pristiograptus lodenicensis								
Cyrtograptus lundgreni								
Gothograptus nassa								
Pristiograptus parvus								
Pristiograptus d. ludlowensis								
Pristiograptus virbalensis								
Pristiograptus praedeubeli								
Pristiograptus deubeli								
Colonograptus ludensis								
Colonograptus sp. A (C. gerhardi ?)								
Neodiversograptus nilssoni								
Monograptus uncinatus								
Saetograptus varians								
Bohemograptus b. bohemicus								
Colonograptus c. colonus								

Примечание. н. – нижняя, в. – верхняя.

Новый элемент граптолитовой ассоциации подвид *P. dubius ludlowensis* (Bouček) появляется выше исчезновения *P. parvus*. Указанный подвид характеризуется широким стратиграфическим распространением и достигает верхов лудлова. В связи с этим зона *nassa* может быть подразделена на две части: нижнюю с *P. parvus* и *G. nassa* и верхнюю с *P. dubius ludlowensis* и *G. nassa* (табл. 2). Суммарная мощность зоны *nassa* в изученных разрезах колеблется от 8.5 до 10.6 м.

Нижняя граница зоны *virbalensis* проведена по первому появлению видов *P. virbalensis* (Paskevičius) и *P. praedeubeli* (Jaeger). Зона устанавливается в большинстве разрезов Восточной Прибалтики, где встречаются граптолиты. Вид *P. deubeli*, редкий в Восточной Прибалтике, появляется позднее и встречается только в верхней части зоны. Зона *virbalensis* – *deubeli* также может быть подразделена на две части: нижнюю с *P. virbalensis* и *P. praedeubeli* и верхнюю с *P. deubeli*. После получения дополнительных материалов из других разрезов эти стратоны могут получить статус подзон.

Среди пристиограпид этой зоны выделяются три адаптивных типа: *dubius*, *virbalensis* и *deubeli* (Radzevičius, Paskevičius, 2000). *Pristiograptus ludensis* (Murchison), индекс-вид следующей зоны, впервые появляется в верхней части зоны *virbalensis*. Мощность зоны в изученных разрезах варьирует от 12.5 до 13.2 м (рис. 3).

P. Ульст (Ulst, 1974) описала из этого же интервала *P. talsiensis*. Этот вид сборный и объединяет экземпляры, которые нами относятся к двум видам – *P. virbalensis* и *P. praedeubeli*.

Зона *ludensis* выделяется только в центральной части Балтийского силурийского бассейна в мелководных фациях с редкими граптолитами. Нижняя граница зоны *ludensis* проведена по первому появлению вида *P. ludensis*. В этой зоне встречается также *P. d. ludlowensis*. В верхней части зоны отмечено появление *Colonograptus sp. A* (?= *C. gerhardi* (Kuhne)) (рис. 4). Этот вид в Вост. Прибалтике также встречается в лудловских отложениях. Верхняя граница зоны *ludensis* совпа-

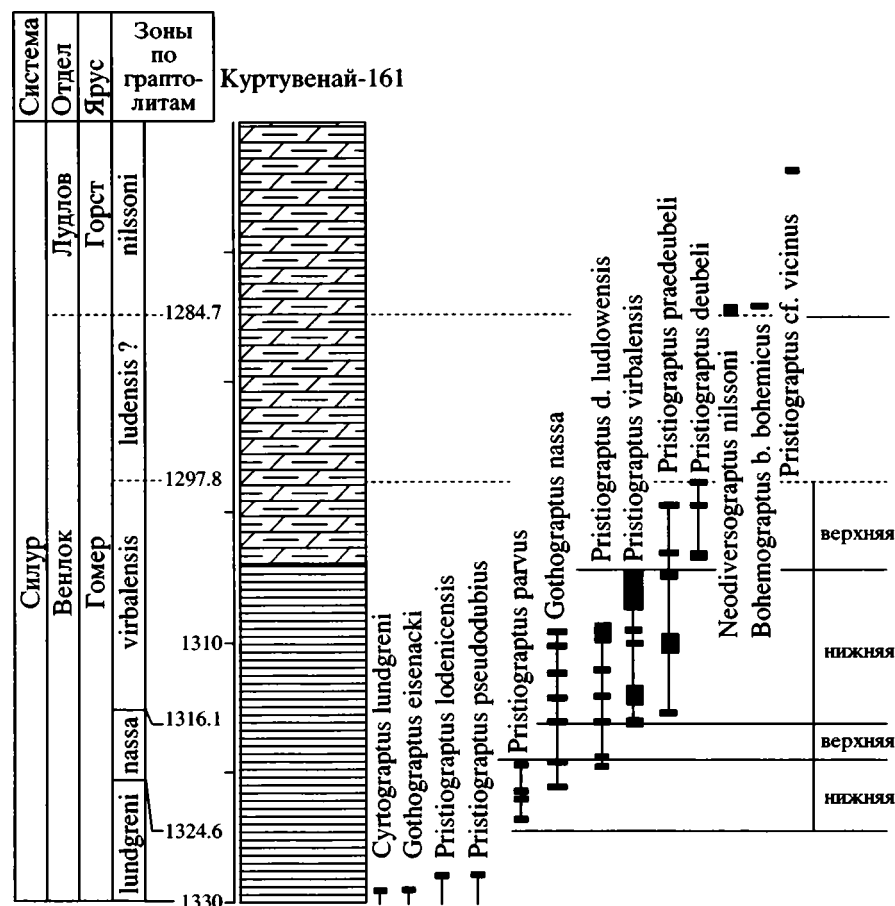


Рис. 4. Распространение граптолитов в венлокских – лудловских пограничных слоях в скважине Куртувенай-161. Подразделения зон указаны справа от интервалов распространения. Усл. обозначения см. на рис. 3.

дает с появлением нескольких новых родов и видов, которые характерны уже для лудлова.

ОПИСАНИЕ ВИДОВ

Описанные здесь экземпляры хранятся на кафедре геологии и минералогии Вильнюсского университета. Рисунки выполнены авторами. При описании граптолитов используются обозначения: Д – длина рабдосомы с сикулой; Ш – ширина рабдосомы; $T^1, 2, 3, \dots, n$ – ширина рабдосомы вблизи первой, второй и любой следующей теки.

СЕМЕЙСТВО Monograptidae Lapworth, 1873

Род *Pristiograptus* Jaekel, 1889

Pristiograptus virbalensis Paškevičius, 1974

Таблица II, фиг. Д

Pristiograptus virbalensis sp. nov.: Пашкевичус 1974, стр. 128, фиг. 3–6, текст. фиг. 2;

Pristiograptus virbalensis Paškevičius: Пашкевичус 1979, стр. 155–157 табл. IX, фиг. 1–2, табл. XXIV, фиг. 3–6;

Pristiograptus virbalensis Paškevičius: Radzevičius and Paškevičius 2000, p. 96–97, pl. III, figs. 1–2, pl. VI, fig. G.

Голотип. *Pristiograptus virbalensis* Paškevičius, 1974, стр. 128, табл. 17, фиг. 3а, б, текст. фиг. 2А,

В. Литва, скв. Вирбалис-5, глубина 1026.75 м, экз. № 920, верхний венлок, зона *virbalensis*. Голотип хранится в Геологическом музее отдела геологии и минералогии Вильнюсского университета.

Материал. Около 20 рабдосом и их фрагментов из скважин Куртувенай-161, Шюпилай-69, Вирбалис-5 и Суткай-87.

Описание. Рабдосома крупная с проксимальным концом, изогнутым к вентральной стороне у 5–8 тек. Д равна 30–40 мм, Ш вблизи T^1 – 0.8 мм, T^2 – 1 мм, T^3 – 1.1 мм, T^4 – 1.3 мм, T^5 – 1.4 мм, T^{10} – 1.8 мм. Ш_{макс} наблюдается вблизи 10–15 тек, где она достигает 2.0–2.5 мм. Ширина без апертурного края теки вблизи T^1 – 0.7 мм, T^2 – 0.8 мм, T^3 – 1.0 мм, T^4 – 1.1 мм, T^5 – 1.2 мм. Теки четырехугольные и слегка сужаются по направлению к устью. Длина первой теки – 1.2 мм, ширина 0.4–0.5 мм. Слегка вогнутый валик апертурного края не такой отчетливый как у видов типа *dubius*. Апертурный край первой теки напоминает теки типа *dubius*, но срединная и дистальная части теки не имеют такого отчетливо вогнутого утолщенного апертурного края. Угол наклона между валиком апертурного края и осью теки также отличается. В проксимальной части рабдосомы апертурный

край образует острый угол (63° – 68°) с осью теки (рис. 3), в то время как срединная и дистальная части апертурного края расположены перпендикулярно оси теки. Перекрытие тек равно $2/3$ их длины. Теки наклонены к оси рабдосомы под углом 30° – 40° . В интервале 10 мм насчитывается 10–11 тек. Сикула узкая, конической формы и слегка вентрально изогнута. Ее длина составляет 2.25–2.5 мм, ширина устья – 0.4 мм. Устье сикулы слегка вогнуто, изгиб асимметричный, смещенный в сторону виргеллы. Апекс сикулы расположен вблизи устьевого края T^2 . Свободная часть метасикулы – 0.2 мм. Виргелла массивная, тупоконечная, 0.7–0.8 мм в длину и 0.1 мм в ширину, заканчивается маленьким каплевидным образованием.

Сравнение. *P. virbalensis* очень близок *P. auctus*, известному из Англии (Пашкевичус, 1979). Виргелла *P. auctus* имеет большое вздутие, в то время как у *P. virbalensis* она только слегка утолщена. Первая тека у *P. auctus* начинается напротив устья сикулы, а у *P. virbalensis* – на расстоянии 0.2 мм от него. *P. auctus* известен из стратиграфически более высоких нижнелудловских отложений.

От *P. praedeubeli* и *P. deubeli* описываемый вид отличается формой тек. Теки у *P. praedeubeli* и *P. deubeli* цилиндрические, первые четыре из них имеют округлые латеральные края устья типа *Colonograptus* (Radzevičius, Paskevičius, 2000), в то время как у *P. virbalensis* они четырехугольные и апертурный край первой теки прямой как у морфотипа *dubius*. Виргелла у *P. praedeubeli* и *P. deubeli* не заканчивается каплевидным образованием как у *P. virbalensis*.

P. virbalensis отличается от *P. d. ludlowensis* (морфотип *dubius*) различными краями устья теки. Апертурный край у *P. d. ludlowensis* расположен под острым углом к оси теки, а у *P. virbalensis* под прямым углом.

Ассоциация. В Восточной Прибалтике *P. virbalensis* встречается вместе с *P. piltenensis* Koren et Ulst, *P. d. ludlowensis* (Bouček), *P. praedeubeli* (Jaeger), *P. deubeli* (Jaeger) и *Gothograptus nassa* (Holm).

Возраст и географическое распространение. *P. virbalensis* широко распространен по всей территории Восточной Прибалтики. Он встречен в зоне *virbalensis* гомерского яруса (гелувский региональный ярус) верхнего венлока. За пределами Прибалтики интервал зоны соответствует биоэонам *praedeubeli*–*deubeli* в Арктической Канаде, на о. Готланд (Швеция), России (Южный Урал), в Средней Азии (сев. часть хребта Нуратау и Алайский хребет), в Восточной Польше) (рис. 1).

Pristiograptus praedeubeli (Jaeger, 1991)

Табл. I, фиг. В, Е, Ж, И; табл. II, фиг. В, Г

Monograptus ludensis (Murchison): Holand et al., 1969, p. 670, fig. a;

Pristiograptus jaegeri: Holand et al., 1969, p. 670, text-plate 120, fig. m (partim);

Pristiograptus praedeubeli (Jaeger): Jaeger, 1991, pp. 318–326, pl. 26, figs. 1–8; pl. 27, figs. 1–11, 14; pl. 29, fig. 11, text-figs. 4–18;

Pristiograptus praedeubeli (Jaeger): Koren and Suyarkova, 1992, pp. 95–97, pl. 8, figs. B–E; pl. 9, figs. A, B, D, E;

"Pristiograptus praedeubeli" (Jaeger): Lenz, 1994a, p. 1420, pl. 2, figs. 2 E–G; pl. 3, figs. 3 A–E;

"Pristiograptus" *ludensis* (Murchison): Lenz, 1994a, pl. 3, fig. G (partim);

Colonograptus ? *praedeubeli* (Jaeger): Gutierrez-Marco et al., 1996, p. 660, pl. 1, figs. 4–6;

Colonograptus ? *praedeubeli* (Jaeger): Kozłowska-Dawidziuk, 1997, p. 394, text-fig. 2;

Colonograptus ? *praedeubeli* (Jaeger): Zhang and Lenz, 1997, p. 1227, pl. 4, figs. 4A–D; pl. 5, figs. 5 T–W.

Pristiograptus praedeubeli (Jaeger): Radzevičius and Paškevičius, 2000, pp. 98–99, pl. V, figs. 2–5; pl. VI, fig. E.

Голотип. Изображение *Monograptus praedeubeli* Jaeger: Jaeger, 1991, pl. 27, fig. 2, pl. 20, fig. 3, g697.1.12, эрратические валуны, вблизи о-ва Рюген, Балтийское море, зона *praedeubeli*.

Материал. Более 50 рабдосом и их фрагментов из скважин Куртувенан-161, Шюпилай-69 и Суткай-87 и. Экземпляры из последних двух скважин извлечены из породы при помощи химического препарирования соляной кислотой.

Описание. Рабдосома массивная, длинная, слегка изогнутая в проксимальной части в направлении дорсальной стороны. Сикула сильно вентрально изогнута особенно в субапертурной части и объемлет начальную часть первой теки. Длина рабдосомы достигает 25 мм, но может быть и больше, поскольку в коллекции нет целых рабдосом. Ширина вблизи T^1 – 0.76–0.8 мм, T^2 – 0.8–0.9 мм, T^3 – 0.9–1.0 мм, T^4 – 1.0–1.15 мм, T^5 – 1.1–1.25 мм, T^{10} – 1.25 мм. Рабдосома быстро расширяется между первой и четвертой-пятой теками, далее ее ширина остается почти постоянной. $Ш_{\max}$ наблюдается вблизи T^{11-12} , где она достигает 1.8–2.0 мм. Ширина без апертурного края теки вблизи T^1 – 0.55–0.60 мм, T^2 – 0.6–0.7 мм, T^3 – 0.65–0.80 мм, T^4 – 0.7–0.9 мм, T^5 – 0.85–0.9 мм, T^{10} – 1.0–1.15 мм. Теки цилиндрические. Длина первой теки – 1.1 мм, ширина 0.35 мм. Первые четыре теки отличаются от тек, расположенных в срединной и дистальной частях рабдосомы, необычной зигзагообразной формой устьевого края теки (валика). В средней и дистальной частях рабдосомы утолщение устьевого края сглаживается. Апертурный край средних и дистальных тек прямой. Теки в дистальной части крупнее, их длина – 1.7–2.0 мм и ширина – 0.6–0.8 мм. На проксимальном конце рабдосомы длина свободной части теки равна $2/5$ ее длины, а в дистальной части она достигает $1/3$ длины теки. Теки наклонены по отношению к оси рабдосомы под углом 30° – 35° . В проксимальной части рабдосомы в 10 мм насчитывается 12–13 тек, в дистальной части – 10–11.5 тек. Сикула массивная, 1.9–2.0 мм в длину и 0.25–0.30 мм

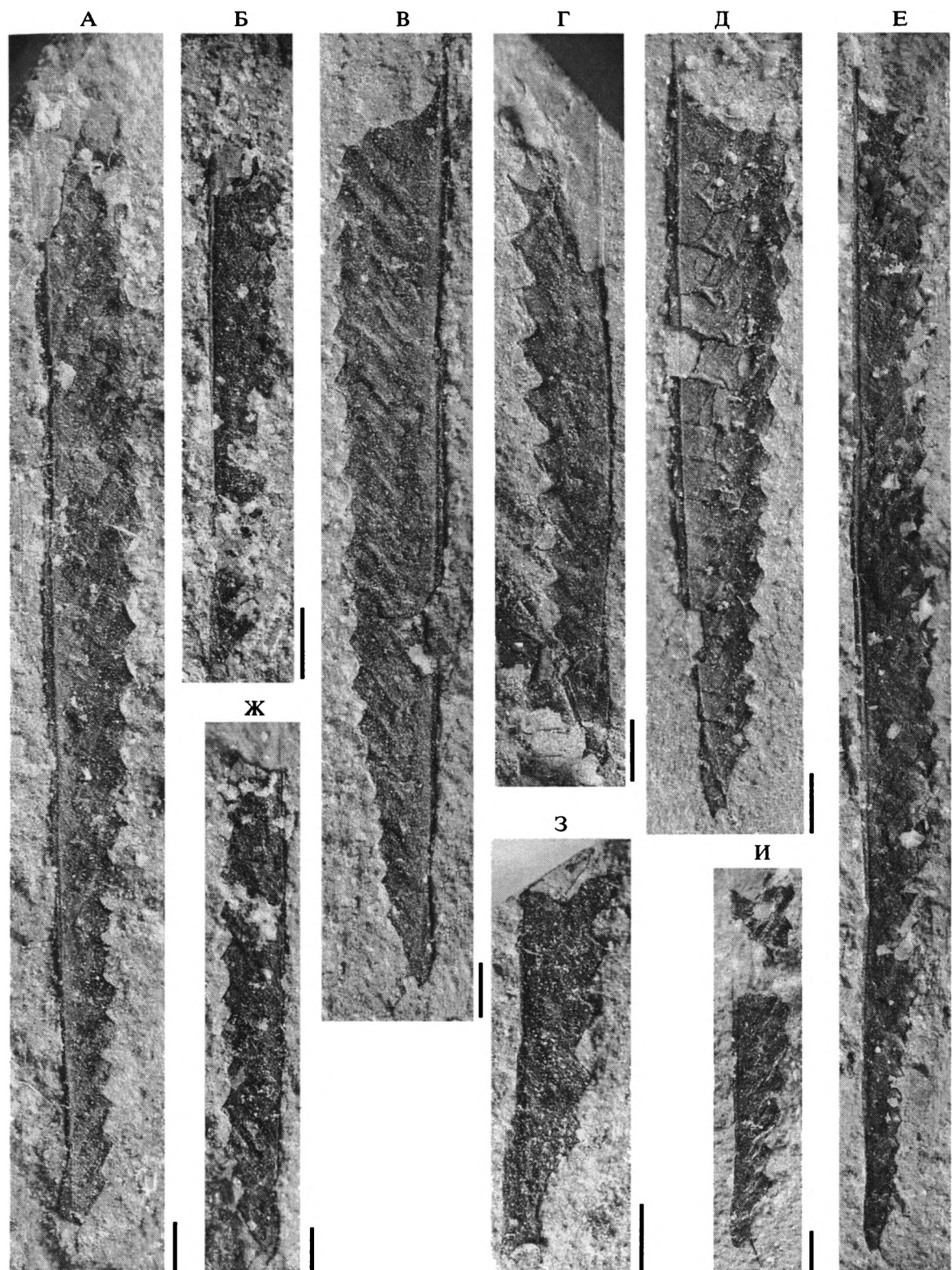


Таблица I. Пристиогранпиды пограничных отложений венлока – лудлова Прибалтики.

А – *Pristiograptus deubeli* (Jaeger), Шюпилай-69, 988.3 м, 861; Б – *Pristiograptus deubeli* (Jaeger), Шюпилай-69, 983.9 м, 853; В – *Pristiograptus praedeubeli* (Jaeger), Шюпилай-69, 991.9 м, 843; Г – *Pristiograptus* aff. *praedeubeli* (Jaeger), Куртувенай-161, 1310.4 м, 867; Д – *Pristiograptus* cf. *ludensis* (Murchison), Пилтене-20, 1156.6 м; Е – *Pristiograptus praedeubeli* (Jaeger), Шюпилай-69, 991.8 м, 851; Ж – *Pristiograptus praedeubeli* (Jaeger), Шюпилай-69, 988.2 м, 821; З – *Pristiograptus deubeli* (Jaeger), Шюпилай-69, 983.9 м, 854; И – *Pristiograptus praedeubeli* (Jaeger), Шюпилай-69, 991.7 м, 991.7. Линейка равна 1 мм.

в ширину, дорсально изогнута. Апертурная часть сикулы сильно изогнута по направлению к вентральной стороне. Благодаря этому изгибу сикула имеет форму рога. Кривизна начинается в открытой свободной части сикулы, длина которой составляет 0.40–0.45 мм. Устьевой край сикулы вогнут. Глубина изгиба 0.15 мм. Сикула снабжена массивной заостренной виргеллой длиной 0.8–1.0 мм. Апекс сикулы достигает апертуры второй теки.

Сравнение. *P. praedeubeli* отличается от близкого *P. deubeli* (Jaeger) строением проксимальной части. У *P. praedeubeli* сикула имеет рогообразную форму и свободная часть сикулы вентрально изогнута, в то время как у *P. deubeli* она коническая и расширяется в сторону устья. Кроме того, эти виды различаются по степени перекрытия тек. Свободная часть теки *P. praedeubeli* составляет 2/5–1/3 ее длины, в то время как у *P. deubeli* теки перекрывают друг друга на 1/2 длины.

Большим сходством *P. praedeubeli* обладает с видом *P. sigmoidalis* (Pribyl, 1943). Различие между ними состоит в том, что у *P. sigmoidalis* рабдосома изогнута в направлении дорсальной стороны, в то время как *P. praedeubeli* не имеет такого изгиба. Кроме того, рабдосома *P. sigmoidalis* немного шире, чем у *P. praedeubeli* (2.2 мм против 2.0 мм).

Ассоциация. В Восточной Прибалтике *P. praedeubeli* встречается вместе с *P. virbalensis* Paškevičius, *P. d. ludlowensis* (Bouček), *P. deubeli* (Jaeger), *Gothograptus passa* (Holm) и другими ретиолитидами.

Возраст и географическое распространение. *P. praedeubeli* широко распространен по всей территории Восточной Прибалтики. Он встречен в нижней части зоны *virbalensis* гомерского яруса верхнего венлока (гелувский региональный ярус). Вид также известен из разрезов Арктической Канады, Готланд (Швеция), Ирландии, России (Южный Урал), Средней Азии (северная часть хребта Наратау и Алайский хребет), Восточной Польши.

Pristiograptus deubeli (Jaeger, 1959)

Табл. I, фиг. А, Б, З; табл. II, фиг. Ж

Monograptus deubeli: Jaeger, 1959, pp. 126–127, pl. 10, figs. 4–8;

Monograptus deubeli: Holand et al., 1969, pp. 672–673, pl. 130, fig. 3;

Monograptus jaegeri: Holand et al., 1969, p. 670, pl. 130, text-fig. 2, fig. k (partim);

Monograptus deubeli Jaeger: Koren and Suyarkova, 1994, pp. 93–95, pls. 6–7; pl. 8, figs. F–G; pl. 9, figs. C, F–K; pl. 10, figs. D–M;

“*Pristiograptus*” *ludensis* (Murchison): Lenz, 1994a, p. 1422, pl. 3, fig. F (partim);

Pristiograptus deubeli (Jaeger): Radzevičius and Paškevičius, 2000, pp. 99–100, pl. V, figs. 1a–c.

Голотип. *Monograptus deubeli*: Jaeger, 1959, pl. 10, fig. 5. Верхний венлок, бывшая зона *Gothograptus passa* – *Pristiograptus vulgaris* в Германии, в настоящее время зона *Pristiograptus deubeli* Тюрингии.

Материал. Около 30 рабдосом и их фрагментов из скважин Куртувенан-161, Шюпилай-69, Кункой-12, Суткай-87. Экземпляры из последних 2 скважин извлечены из породы при помощи химического препарирования соляной кислотой.

Описание. Рабдосома массивная, в проксимальном конце слегка дорсально изогнутая. Длина более 30 см. Ширина устья теки вблизи T^1 – 0.8–1.0 мм, T^2 – 0.8–1.1 мм, T^3 – 1.1–1.15 мм, T^4 – 1.21.25 мм, T^5 – 1.0–1.2 мм, T^{10} – 1.4 мм. $Ш_{\max}$ наблюдается вблизи 15–17 тек, где она достигает 2 мм. Теки цилиндрические, представленные двумя типами. Первые три–четыре теки колонографтового типа, в то время как теки срединной и дистальной частей рабдосомы типично пристиографтовые. Длина первой теки 1.0–1.15 мм, ширина 0.35–0.38 мм. Устьевой край первых трех–четырех тек снабжен специфическим утолщенным валиком. Устьевой край проксимальных тек, особенно первой теки, отчетливо вогнутый. У пятой теки указанная вогнутость исчезает, апертурный край становится прямым (пристиографтового типа). Краевой валик устья тек в срединной и дистальной частях рабдосомы не такой отчетливый, как и видов группы *dubius*. Он образует слабо выраженную арку в месте слияния с соседней текой. Апертурные края этих тек расположены перпендикулярно их осям. В дистальной части теки крупнее, их длина 1.7–1.75 мм, ширина – 0.55–0.60 мм. Перекрытая часть теки составляет половину ее длины. Тека наклонена к оси рабдосомы под углом 30°–35°. В проксимальной части рабдосомы в интервале 10 мм насчитывается 13 тек, в ее срединной и дистальной частях в таком же интервале – 11–12 тек. Сикула имеет длину 2 мм, реже 2.4 мм. Ширина устья составляет 0.15–0.2 мм. Сикула имеет коническую форму, устье расширено и дорсально отогнуто. Апекс сикулы достигает конца апертурного края второй теки. Длина свободной части сикулы 0.26–0.35 мм. Устьевой край сикулы вогнут (0.15 мм). Сикула снабжена большой массивной виргеллой длиной до 1 мм, которая направлена в вентральную сторону рабдосомы. Длина виргеллы достигает 1 мм.

Сравнение. *P. deubeli* отличается от видов морфотипа *dubius* своей проксимальной частью. Первая тека у *P. deubeli* колонографтового типа. Теки в срединной и дистальной частях пристиографтового типа, однако апертурный край тек перпендикулярен оси тек, в то время как у видов типа *dubius* апертурный край расположен косо по отношению к оси теки.

P. deubeli очень сходный с видом *P. sigmoidalis*, описанным в работе (Pribyl, 1943). У этих двух видов различаются только форма теки и максимальная ширина рабдосомы. Максимальная ширина у 1-го вида составляет 2 мм, у 2-го 2.2 мм. У вида *P. deubeli* теки расширяются вверх, в то время как у *P. sigmoidalis* они сужаются в этом на-



Таблица II. Пристииогрантиды пограничных отложений венлока – лудлова Прибалтики.

А – *Pristiograpthus* cf. *deubeli* (Jaeger), Пилвишкес-143, 779.5 м, S.P143–84; Б – *Pristiograpthus* *paevus* Ulst., Кибартай-14, 1071.7 м, P.K14–108; В – *Pristiograpthus* *praedeubeli* (Jaeger), Суткай-87, 776 м, P.S87–134; Г – *Pristiograpthus* *praedeubeli* (Jaeger), Пилвишкес-143, 779.5 м, S.P143–148; Д – *Pristiograpthus* *virbalensis* Paškevičius, Суткай-87, 768.9 м, P.S87–71; Е – *Pristiograpthus* *lodenicensis* (Příbyl), Паровежа-9, 561.9 м, P.P9–1; Ж – *Pristiograpthus* *deubeli* (Jaeger), Шюппляй-69, 983 м, S.S69–61. Линейка равна 1 мм.

правлении. *P. sigmoidalis* описан из зоны *nilssoni*, которая стратиграфически выше зоны *virbalensis*.

P. deubeli, встреченный в разрезах Литвы, слегка отличается от представителей этого вида, описанных в Германии, менее отчетливым дорсальным изгибом проксимальной части рабдосомы.

Замечание. *P. deubeli* и *P. praedeubeli* по строению устья проксимальных тек являются, вероятно, переходными между родами *Pristiograptus* и *Colonograptus*.

Ассоциация. В Восточной Прибалтике *P. deubeli* встречается вместе с *P. virbalensis* Paškevičius, *P. d. ludlowensis* (Bouček), *P. praedeubeli* (Jaeger), *Gothograptus passa* (Holm) и другими ретиолитидами. Вместе с этим видом встречаются также тонкостенные брахиоподы *Plagioryncha analoga* (Wenjukow), *P. cf. analoga* (Wenjukow), *Strophonetes singularis* (Lindstrom), *Orbiculoidea* sp. (определения П. Мустейкиса).

Возраст и географическое распространение. *P. deubeli* широко распространен по всей территории Прибалтики. Он встречен в верхней части зоны *virbalensis* гомерского яруса верхнего венлока (гелувский региональный ярус). Вид также известен из разрезов Арктической Канады, Готланд (Швеция), Ирландии, России (Южный Урал), Средней Азии (северная часть хребта Наратау и Алайский хребет), Восточной Польши.

ВЫВОДЫ

В Вост. Прибалтике нижняя граница зоны *passa* проводится по появлению *P. parvus* и *G. passa* и исчезновению *Cyrtograptus*, *Monoclimacis* и некоторых видов рода *Monograptus*, которые характерны для венлока. Зона *passa* может быть подразделена на две части: нижнюю с *P. parvus* и *G. passa* и верхнюю с *G. passa* и *P. deubeli ludlowensis*.

Зона *virbalensis* может быть подразделена на две части: нижнюю с *P. virbalensis* и *P. praedeubeli* и верхнюю с *P. deubeli*, которые соответствуют подзонам *praedeubeli* и *deubeli* в других странах. Последний вид редок в Вост. Прибалтике.

Первые экземпляры *Colonograptus* в Восточной Прибалтике появляются в зоне *ludensis*. *Colonograptus* sp. A (?=*Colonograptus gerhardi* (Kühne)), появляющийся в верхней части этой зоны, встречается также в лудловских отложениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гайлите Л., Рыбникова М., Ульст Р. Стратиграфия, фауна и условия формирования силурийских отложений в странах Центральной Балтии. Рига: Зинатне, 1967. 303 с.
Гайлите Л., Ульст Р., Яковлева В. Стратиграфия и типовый разрез силура в Латвии. Рига: Союзморингеология, 1987. 183 с.
Пашкевичус Й.Ю. Граптолиты и зональное расчленение лудловских отложений в Прибалтике (Восточная Балтика) // Ред. А. Обут. Граптолиты СССР. Новосибирск: Наука, 1974. С. 122–134.

Пашкевичус Й.Ю. Биостратиграфия и граптолиты силура Литвы. Вильнюс: Мокслас, 1979. 267 с.

Ульст Р. Последовательность пристиографтов в пограничных отложениях венлока и лудлова в средней Прибалтике // Ред. А. Обут. Граптолиты СССР. Новосибирск: Наука, 1974. С. 105–122.

Gutierrez-Marco J.C., Lenz A.C., Robardet M., Picarra J. M. Wenlock–Ludlow graptolite biostratigraphy and extinction: a reassessment from the southwestern Iberian Peninsula (Spain and Portugal) // *Canad. J. Earth Sci.* 1996. V. 33. P. 656–663.

Holland C.H., Rickards R.B., Warren P.T. The Wenlock graptolites of the Ludlow district, Shropshire, and their stratigraphical significance // *Palaentology*. 1969. V. 12. P. 663–683.

Jaeger H. Graptolithen und Stratigraphie des jüngsten Thüringer Silurs // *Abhandlungen der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Berlin*, 1959. P. 126–127.

Jaeger H. Neue Standard-Graptolithenzonenfolge nach der "Grossen Krise" an der Wenlock/Ludlow–Grenze (Silur) // *N. Jb. Geol. Palaeontol. Abh.* 1991. V. 182. № 3. P. 303–354.

Koren T.N., Suyarkova A.A. *Monograptus deubeli* and *praedeubeli* (Wenlock, Silurian) in the Asian part of the former Soviet Union // *Alcheringa*. 1994. V. 18. P. 85–101.

Kozłowska-Dawidziuk A. Retiolitid graptolite *Spinograptus* from Poland and membrane structures // *Acta Palaeontol. Polonica*. 1997. V. 42. P. 391–412.

Kozłowska-Dawidziuk A., Lenz A.C., Štorch P. Late Homeric–early Ludlow post-extinction graptolites, Vřesadice, Czech Republic // *Sixth International Graptolite Conference and 1998 Field meeting of the IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy. Madrid*, 1998. P. 97–100.

Lenz A.C. The graptolites "*Pristiograptus*" *praedeubeli* (Jaeger) and "*Pristiograptus*" *ludensis* (Murchison) (uppermost Wenlock, Silurian) from Arctic Canada: taxonomy and evolution // *Canad. J. Earth Sci.* 1994a. V. 31. P. 1419–1426.

Lenz A.C. New upper Homeric (uppermost Wenlock, Silurian) monograptids from Arctic Canada // *Canad. J. Earth Sci.* 1994b. V. 31. P. 1779–1784.

Lenz A.C., Kozłowska-Dawidziuk A. Upper Homeric (Upper Wenlock, Silurian) graptolites from Arctic Canada // *J. Paleontol.* 2002. V. 76. P. 321–346.

Lenz A.C., Melchin M.J. Wenlock (Silurian) graptolites, Cape Philips Formation, Canadian Arctic Island // *Canad. J. Earth Sci.* 1990. V. 27. P. 1–13.

Lenz A.C., Melchin M.J. Wenlock (Silurian) graptolites, Cape Philips Formation, Canadian Arctic Island // *Transactions of the royal society of Edinburgh: Earth sciences*. 1991. V. 82. P. 211–237.

Paškevičius J. The geology of the Baltic republics // *Vilnius: Geol. Surv. Lithuania*. 1997. 388 p.

Příbyl A. Revise zastupcu rodu *Pristiograptus* ze skupiny *P. dubius* a *P. vulgaris* z českého a cizího siluru // *Rozpravy II. Tridy České akademie*. 1943. V. LIII. № 4. P. 1–40.

Radzevičius S., Paškevičius J. *Pristiograptids* (Graptolites) and their adaptive types of the Wenlock (Silurian) in Lithuania // *Geologija*. 2000. V. 32. P. 88–109.

Telle L. Graptolite fauna and stratigraphy of the Ludlovian deposits of the Chelm borehole eastern Poland // *Studia geol. polonica*. 1964. V. 13. P. 36–38.

Zhang Y., Lenz A.C. Uppermost Wenlock and Ludlow graptolites from southern Yunnan, China // *Canad. J. Earth Sci.* 1997. V. 34. P. 1220–1238.

Рецензенты И.А. Басов, Т.Н. Корень

УДК 551.734.5(234.853)

СТРАТИГРАФИЯ “НАДМУКАСОВСКИХ” ОТЛОЖЕНИЙ (ФАМЕНСКИЙ ЯРУС, ЗИЛАЙРСКАЯ СВИТА) НА ЮЖНОМ УРАЛЕ ПО КОНОДОНТАМ

© 2005 г. О. В. Артющкова, В. А. Маслов

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа

Поступила в редакцию 10.03.2004 г., получена после доработки 15.06.2004 г.

Авторы настоящей работы располагают новыми палеонтологическими материалами по серии непрерывных разнофациальных верхнедевонских разрезов из Западно-Зилайрской и Западно-Магнитогорской зон Южного Урала, позволяющими обосновать возраст нижней границы зилайрской свиты и аргументировать ее изохронный характер. В полных разрезах между мукасовской и зилайрской свитами выделены новые стратонады – бугодакская и биягодинская толщи в объеме конодонтовых зон *linguiformis* – *Early-Middle triangularis*. В Западно-Зилайрской зоне под зилайрской свитой установлена переходная кремнисто-глинисто-карбонатная пачка в том же объеме. Основание зилайрской свиты в изученных разрезах датируется подзоной *Late triangularis*. Граница франского и фаменского ярусов фиксируется внутри бугодакской и биягодинской толщ.

Ключевые слова. Конодонты, франский, фаменский ярусы, мукасовская, зилайрская свиты, вулканогенно-осадочные, вулканиты, Западно-Магнитогорская, Западно-Зилайрская зоны.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема возраста нижней границы зилайрской свиты в последнее время находится в сфере внимания многих исследователей. Интерес к ней вполне понятен, так как время начала формирования флишоидов зилайрской свиты знаменует собой новый этап в истории Палеоурала, и от того, как вела себя нижняя граница данного стратона в времени, зависят выводы, касающиеся геодинамических аспектов развития региона.

Рассмотрение “надмукасовских” отложений логичнее было бы начать со стратотипической местности, однако мы сознательно предлагаем проследить изменение характера разреза, начиная с северной части Западно-Магнитогорской зоны в южном направлении. Мы полагаем, что именно такой подход позволит понять всю сложность и разнообразие разрезов в обозначенном стратиграфическом интервале.

В Западно-Магнитогорской зоне верхнедевонская последовательность такова: в северных разрезах на мукасовской свите залегает толща пород, названная нами бугодакской (Маслов и др., 1999; Маслов, Артющкова, 2000; 2002). Эта толща представлена вулканогенно-осадочными образованиями, в которых существенную роль играют лавы базальтов и андезибазальтов. В своем типичном виде бугодакская толща распространена в разрезах к северу от оз. Большой Бугодак – у пос. Вятский и д. Москова. В северном направлении она фиксируется на широте д. Курамино, на

юг протягивается до широты с. Аскарново. Южнее по простиранию она замещается существенно осадочной с очень варьирующими мощностями толщ. Мы назвали ее биягодинской (Маслов и др., 1999). Объем данного стратиграфического подразделения отвечает стандартным конодонтовым зонам *linguiformis* – *Early-Middle triangularis*. Наиболее полный и охарактеризованный фаунистически разрез этой толщи обнажен по р. Большой Кизил в районе д. Идяш-Кускарово. Ранее нижняя часть этой толщи, представленная ритмично построенными флишоидного облика образованиями, выделялась под названием “карантауской” свиты франского возраста (Нестоянова, 1959). Верхняя часть толщи картировалась колтубанской свитой.

Позднее исследователи, проводившие крупномасштабные геолого-съемочные работы, надмукасовскую толщу пород включали в состав колтубанской свиты (Анисимов и др., 1978 г.; Кац и др., 1980 г.). В последующие годы возникла тенденция отказа от выделения колтубанской свиты в качестве самостоятельного подразделения, а соответствующее ей геологическое тело картировали в качестве нижней подсвиты зилайрской свиты (Анисимов и др., 1983 г.; Цабдзе и др., 1984 г.; Павлов и др., 1988 г.). Подобная стратификация была обусловлена тем, что в ряде разрезов мукасовская свита, в особенности в Присакмарско-Вознесенской подзоне, непосредственно перекрывается толщей, имеющей облик, очень похожий на зилайрскую свиту. Однако если проследи-

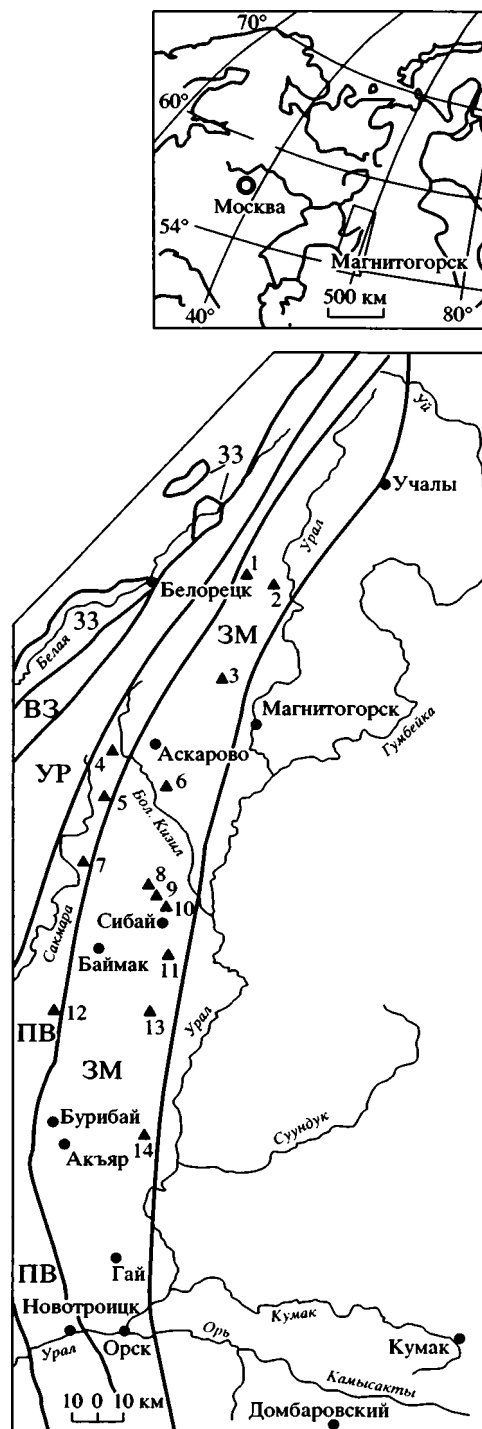


Рис. 1. Местоположение разрезов “надмукасовских” отложений на схеме районирования территории Южно-Уральской серии.

Зоны: ЗЗ – Западно-Зилайская; ВЗ – Восточно-Зилайская; УР – Уралтауская; ПВ – Присакмарско-Вознесенская; ЗМ – Западно-Магнитогорская.

Разрезы: 1 – оз. Узункул, 2 – пос. Вятский, 3 – оз. Банное, 4 – дер. Абдулгазино, 5 – дер. Кирдасово, 6 – р. Большой Кизил (дер. Идяш-Кускарово), 7 – дер. Телясово, 8 – дер. Туркменев, 9 – руч. Куюбаш, 10 – гора Сиялигур, 11 – оз. Колтубан (южный берег), 12 – дер. Султантимирово, 13 – р. Тулубай, 14 – дол Таштугай.

вать отложения, залегающие на мукасовской свите по всей площади ее развития на западном борту Магнитогорского мегасинклинория, можно наблюдать их крайне пестрый литологический состав – от чисто осадочных образований малой мощности (от первых метров до 25 м) в южной части до мощных (до 1500 м) вулканитов в северной. Таким образом, создалась ситуация, когда в практике геолого-съемочных работ в качестве картируемых подразделений существовали два стратона: колтубанская свита и нижняя подсвита зилайской свиты, занимающие один стратиграфический интервал и имеющие один возраст – франский. Такое положение с расчленением способствовало свободному толкованию представлений о характере и возрасте границ свит и делало неясным вопрос их объема. Возникла проблема стратификации разрезов с сокращенными мощностями отложений между мукасовской и зилайской свитами, а также с корреляцией мощной толщи вулканитов, к какому стратону их относить: к колтубанской свите или уже к зилайской?

Изучение конодонтов в Западно-Магнитогорской зоне в последовательностях от мукасовской свиты до нижней части зилайской свиты по ряду пересечений от широты г. Учалы на севере до широты г. Гай на юге помогло понять особенность расчленения этого стратиграфического интервала. Детальность фаунистического обоснования рассматриваемых отложений в полных разрезах позволяет определить положение и характер границы франского и фаменского ярусов в исследуемом регионе.

ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА

На мукасовской свите по всей площади ее развития залегают различные по составу толщи пород с варьирующими мощностями: вулканиты и вулканогенно-осадочные породы в северной части зоны; вулканотерригенные флишеидные образования с микститами в центральной части и существенно осадочные терригенно-кремнисто-карбонатные – в южной. Перекрываются они граувакками зилайской свиты. Мы попытаемся показать характер изменения надмукасовских отложений в наиболее полных и характерных разрезах (рис. 1).

В северной части Западно-Магнитогорской зоны в Узункырской подзоне в районе пос. Вятского (рис. 2) выше кремней мукасовской свиты очень хорошо обнажен разрез, представленный вулканогенной толщей с подчиненным развитием вулканогенно-осадочных образований и микститов, перекрытых граувакками зилайской свиты. Этот разрез является типовым для выделенной нами бугодакской толщи (Маслов и др., 1999).

Нижний контакт с мукасовской свитой не обнажен, однако закрытый интервал невелик – первые метры. Низы бугодакской толщи представляют собой микстит, с телами полосчатых серых и

оливковых кремней, содержащих конодонты: *Palmatolepis* aff. *bogartensis* Klapp. et Fost., *Pa.* cf. *foliaceae* Young., *Pa.* ex gr. *gigas* Mill. et Young., *Pa.* cf. *hassi* Müll. et Müll., *Pa.* aff. *rhenana brevis* Ziegl. et Sand., *Pa.* cf. *proversa* Ziegl., *Palmatolepis* sp. В обломочном материале преобладают базальты. В северном направлении толща фациально несколько меняется, севернее широты высоты с отметкой 678.1 микститы уступают место вулканитам. Отмечаются потоки базальтов небольшой мощности, не превышающей 30 м, чередующиеся лаво- и туфобрекчии. Мощность этой пачки 200–300 м. На них залегает микститовая пачка с многочисленными глыбами и валунами амфиболовых известняков мощностью 200–250 м.

Выше по разрезу обнажена однообразная вулканогенная пачка: лаво- и туфобрекчии с мало-мощными потоками лав базальтового состава мощностью не менее 300 м. В целом она имеет отчетливо стратифицированный характер. Отмечено два прослоя ритмичной мощностью 3–5 м с линзовидными микрослойками кремнистых туфалевролитов. Азимут падения пород 125°, угол падения 25°. Более верхняя часть разреза сложена преимущественно вулканитами базальтового состава с ксенолитами кислых порфиров. Видимая мощность в пределах 500 м.

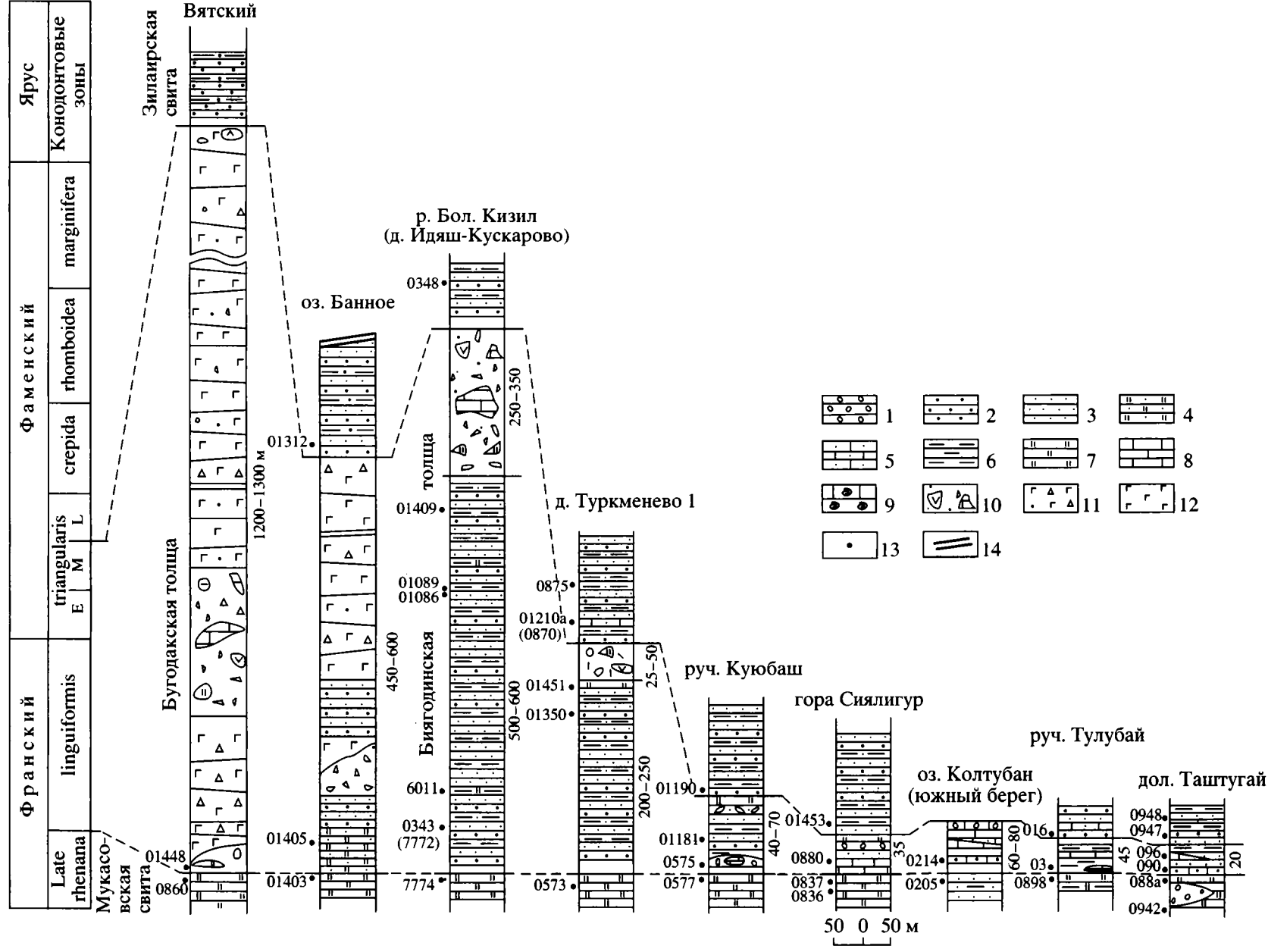
Контакт зилаирской свиты с перекрывающими отложениями не обнажен. Общая мощность описанной толщи, залегающей между кремнями мукасовской свиты и граувакками зилаира, колеблется в пределах 1200–1500 м. В северном направлении характер разреза бугодакской толщи варьирует в мощностях – от десятков до первых сотен метров, когда он представлен тефроидами и туффитами удаленных фаций (разрезы в районе деревень Новобайрамгулово, Уразово, гора Арат-тау, д. Яйкарово), до 1000 и более метров, когда ведущая роль принадлежит вулканитам.

Разрез “надмукасовских” отложений Кизило-Уртазымской подзоны существенно отличается присутствием осадочных образований. Повсеместно наблюдается двучленное строение стратона, залегающего на мукасовской свите и перекрытого зилаирской свитой. Нижняя подтолща сложена ритмично слоистыми осадочными отложениями полимиктового состава флишеидного облика с мощностями, варьирующими от 500–600 м в стратотипе до первых метров в южных разрезах. Перекрывающая ее (верхняя подтолща) характеризуется развитием хаотических комплексов (микститов), мощность которых также изменчива. Данное стратиграфическое подразделение выделено авторами в биягодинскую толщу (Маслов и др., 1996; 1999). Максимальные мощности наблюдаются в Кизило-Худолазовской синклинали (рис. 2), длительное время являвшейся глубоководной “ванной-ловушкой”. За пределами этой

структуры характер разреза фациально очень сильно меняется и корреляция синхронных отложений подчас бывает возможна только с помощью конодонтов.

Лучше всего данный тип разреза представлен в районе д. Идяш-Кускарово на хр. Биягода. Долгие годы этот район остается объектом внимания геологов, именно здесь впервые описана биягодинская “олистострома” (Смирнов и др., 1974). Однако представления разных авторов на расчленение слагающих его отложений и их возраст различаются, и до настоящего времени, несмотря на появление новых палеонтологических данных, являются предметом дискуссии. Ввиду того, что этот разрез изучен и описан во многих работах (Маслов, 1980; Ключина и др., 1980; Хворова, Ильинская, 1981; Мизенс, 2000; 2002), остановимся на дискуссионной проблеме возраста “олистостромы”. Нами пересмотрен ранее собранный палеонтологический материал (Маслов, Артющкова, 2002), кроме того, в последние годы получены новые данные по конодонтам, позволяющие дать более определенную и детальную ее датировку. Нижняя часть разреза биягодинской толщи (нижняя подсвита) неплохо обнажена южнее с. Аскарово у перекрестка автодороги Аскарово – Рыскужино. Ранее она была выделена О.А. Нестояновой (1959) в карантаускую свиту и сопоставлялась с низами колтубанской свиты. Общая мощность подтолщи не превышает 550–650 м.

Выше кремнистой мукасовской свиты после небольшого закрытого интервала 7–10 м залегает ритмично-слоистая пачка мелко- и тонкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, слабо кремнистых пород мощностью 70 м. В верхней части ее собраны многочисленные конодонты (точка 7772, 7780, 0343): *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* cf. *hassi* Müll. et Müll., *Pa.* cf. *rhenana nasuta* Müll., *Pa.* *rhenana rhenana* Bisch., *Pa.* cf. *subrecta* Mill. et Young. Хорошие обнажения описываемой пачки наблюдаются вдоль тракта Аскарово – Махмутово у моста через р. Идяш у д. Идяш-Кускарово и на участке вдоль дороги в направлении к д. Равилево. Здесь выше по разрезу залегают также ритмично-слоистые алевролиты и глинисто-кремнистые сланцы мощностью 200–250 м. В 100 м восточнее моста В.Ю. Родионовым, В.Н. Барышевым и А.М. Микрюковым в точке 6011 (Маслов и др., 1980) в зеленовато-серых алевролитах собраны многочисленные конодонты: *Ancyrodella nodosa* Ulr. et Bassl., *Palmatolepis* cf. *gigas* Mill. et Young., *Pa.* cf. *rhenana nasuta* Müll., *Pa.* cf. *rhenana rhenana* Bisch., *Pa.* cf. *subrecta* Mill. et Young., *Pa.* cf. *praetriangularis* Ziegl. et Sandb. Более высокая часть разреза хорошо обнажена по левому склону р. Идяш, где в скальных выходах перед поворотом реки на юг вскрыта пачка переслаивания песчаников, алевролитов и кремнистых полосчатых алевролитов. Последние образуют не-



сколько прослоев. Ширина выхода пачки около 70 м. В ее основании (точка 01086) собраны конодонты: *Ancyrodella* cf. *nodosa* Ulr. et Bassl., *Palmatolepis* cf. *ederi* Zieg. et Sand., *Pa.* cf. *hassi* Müll., *Pa.* cf. *lyaiolensis* Krustch. et Kuz., *Pa.* cf. *praetriangularis* Ziegl. et Sandb., *Pa.* cf. *rhenana nasuta* Müll., *Pa. rhenana rhenana* Bisch., *Pa.* cf. *subrecta* Mill. et Young. В верхней части пачки в прослое голубовато-серых кремнистых алевролитов найдены единичные очень мелкие *Palmatolepis* cf. *linguiformis* Müll., *Pa.* cf. *eureka* Zieg. et Sand. (точка 01087). В 1 м выше по разрезу в аналогичных кремнистых алевролитах конодонты многочисленные и мелкие (точка 01088) представлены *Pa.* cf. *praetriangularis* Ziegl. et Sandb. В 1 м выше по разрезу в желтовато-серых алевролитах найден *Pa.* cf. *rhenana nasuta* Müll. (точка 01088a). В 3 м по ширине выхода и выше по разрезу в серых кремнистых алевролитах собраны многочисленные мелкие конодонты, в том числе *Pa.* aff. *subrecta* Mill. et Young. (точка 01089). Очевидно, в этом же стратиграфическом интервале ранее были найдены *Pa.* cf. *praetriangularis* Ziegl. et Sandb., *Pa.* cf. *rhenana nasuta* Müll., *Pa.* cf. *subrecta* Mill. et Young. (точка 7786a).

Найденные конодонты из всех прослоев данной пачки характерны для зоны *linguiformis*, выделенной в самых верхах аскынского горизонта рязякского надгоризонта (D_3f). Уже заметна тенденция в изменении комплекса конодонтов: он разнообразен в видовом отношении, все элементы становятся мелкими и многочисленными.

Самая верхняя часть нижней подтолщи обнажена плохо, она засыпана глыбами вышележащей “олистостромы”. Однако среди тонкослоистых пород встречаются линзообразные прослои грубообломочных микститов, причем размеры обломков достигают 20 × 30 см в поперечнике. Они хорошо обнажены в нижней части западного склона хребта Бягода, не доезжая д. Равилево, примерно в 100 м ниже контакта олистостромовой и терригенной толщ. В 2003 г. примерно в 50–60 м ниже основания микстита в глинисто-кремнистых алевролитах нами обнаружены единичные конодонты (точка 01409; координаты 53°13.532' с. ш., 58°30.442' в. д.): *Palmatolepis delicatula* Br. et Mehl, *Pa.* cf. *subperlobata* Br. et Mehl, *Pa.* cf. *triangularis* Sann., характерные для зоны *Middle triangularis* фаменского яруса.

В самой “олистостроме” обломки и олистолиды известняков содержат живетскую и франскую макрофауну брахиопод, кораллов, строматопор (Маслов, 1980; Ключина, 1980), в кремнях собра-

ны позднефранские конодонты. Е.В. Чибриковой (1977) в матриксе выделены фаменские миоспоры. Многие авторы отмечают инситные тела базальтов, приуроченные к верхней части олистостромы. В перекрывающих отложениях зилаирской свиты встречены конодонты, характерные для зон *Late triangularis* и *crepida* (Маслов и др., 1987). Таким образом, стратиграфический объем микстита “укладывается” в объем конодонтовых зон *Early-Middle triangularis*. Мощность биягодинской микститовой подтолщи не превышает, с нашей точки зрения, 250–350 м, о чем может свидетельствовать разрез севернее д. Равилево.

В этом разрезе, представляющем осевую часть Биягодинской синклинали, в эрозионном срезе карьером вскрыты кремнистые сланцы, содержащие многочисленные конодонты, характерные для низов мукасовской свиты. Мы предполагаем, что вскрытые кремни являются подстилающей биягодинскую толщу мукасовской свитой, сложенной в антиклинальную складку. Вскрытая мощность кремней не превышает 20 м. Контакт с перекрывающими образованиями не обнажен, закрытый интервал около 100 м. Вышележащие отложения представлены обломочными породами с хаотическим распределением обломков. Преобладающая масса обломков – базальты порфировые, миндалекаменные. Отмечаются глыбы кварц-гематитов, слоистых кремней и известняков. Вверх по разрезу характер толщи становится более осадочным: в незакономерных соотношениях залегают туфогравелиты и туфопесчаники с ленточками кремнистых алевролитов. Азимут падения 245°–260°, угол падения 80°. Более высокие гипсометрические отметки сложены лавами базальтов и их туфами. Особенностью толщи в этом пересечении является отсутствие нижней слоистой подтолщи биягодинской толщи, что может быть связано, с одной стороны, с ненакоплением ее на данном участке, с другой – возможно, будучи маломощной, она “срезана” микститом.

Севернее стратотипического разреза биягодинской толщи на юго-западном берегу озера Банного, западнее санатория Якты-Куль, в пересечении южнее широты с отметкой 680.4 выше кремней мукасовской свиты обнажена следующая последовательность (разрез 3 на рис. 1; рис. 2):

1. Кремнисто-алевролитовая пачка с полосчатыми кремнями с конодонтами: *Palmatolepis* cf. *Pa. delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990), *Pa.* cf. *jamieae* Zieg. et Sand., *Pa.* cf. *juntianensis* Han, *Pa.* cf. *muelleri* Klapp. et Fost. (точка 01403), *Pa.* cf. *praetriangularis* Zieg.

Рис. 2. Схема сопоставления разрезов “надмукасовских” отложений Западно-Магнитогорской зоны.

1 – гравелиты, мелкогалечные конгломераты полимиктовые; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – кремнистые алевролиты; 5 – известковистые алевролиты; 6 – глинистые сланцы; 7 – кремни; 8 – известняки; 9 – известняки гоннатитовые; 10 – микститы; 11 – туфобрекчии андезибазальтов; 12 – лавы андезибазальтов; 13 – положение находок конодонтов; 14 – тектонический контакт. Е – Early; М – Middle; L – Late.

et Sand., Pa. cf. subrecta Mill. et Young. (точка 01405) на нескольких стратиграфических уровнях. Мощность 40–70 м.

2. Пачка переслаивания песчаников мелкозернистых и алевролитов. Мощность варьирует от 20–30 до 60–70 м.

3. Микститовая пачка. Обломочный материал не ориентирован. В низах пачки в крупнозернистом песчаном матриксе “плавают” обломки кремнистых пород. Отмечаются пустотки от известняков. В верхней части заметную роль играют обломки базальтов, имеющие размеры валунов. Мощность меняется в южном направлении от 20–30 м до 80 м.

4. Базальты. В южном направлении постепенно выклиниваются. Мощность 20 м.

5. Пачка переслаивания песчаников и алевролитов. Мощность 50–70 м.

6. Сложно построенная пачка из потоков лав базальтов мощностью 20–25 м, их лавобрекчий, тефроидов и туффигов, фациально резко меняющихся на довольно коротком расстоянии. Мощность около 300 м.

Перекрывающие образования принадлежат зилаирской свите, содержащей в основании конодонты (точка 01312; координаты: 53°34.133' с.ш. 58°35.716' в.д.): *Palmatolepis* cf. *perlobata* *perlobata* Ulr. et Bass., Pa. aff. *protorhomboidea* Sand. et Ziegl., Pa. cf. *subperlobata* Br. et Mehl, Pa. cf. *tenuipunctata* Sann., Pa. cf. *triangularis* Sann. —> Pa. *spathula* Schul., характерные для зоны Late triangularis. Мощность описанных отложений составляет до 600 м.

К югу от стратотипического разреза биягодинской толщи обе подтолщи протягиваются непрерывно до д. Туркменево Первое и постепенно уменьшаются в мощности (разрез 8 на рис. 1; рис. 2). Микститовая подтолща становится все более осадочной, в обломочном материале преобладают слоистые кремни, имеющие варьирующие размеры, однако крупных глыб становится меньше.

В разрезе “Туркменево Второе” нижняя подтолща имеет мощность около 300–400 м. В средней части ее встречен линзообразный карбонатный прослой шириной выхода 10 м. В нижней части он сложен обломочными известняками, “замусоренными” обломками зеленовато-серых кремней. Постепенно вверх по разрезу обломочный материал становится мельче и верхи этой линзы представляют собой слоистые известковистые алевролиты. В известняках собраны конодонты *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* *hassi* Müll. et Müll., Pa. cf. *ljaschenkoae* Ovn., Pa. cf. *plana* Ziegl. et Sandb., *Polygnathus* cf. *dubius* Hinde, Pol. cf. *krestovnikovi* Ovn., указывающие на позднефранский возраст вмещающих отложений (точки 0876, 01124). “Олистостромовая” подтолща в этом разрезе имеет мощность в пределах 30–40 м.

Очень хорошее обнажение биягодинской толщи можно наблюдать на левом обрывистом берегу ручья Тугужман, ниже д. Туркменево Первое. Здесь у плотины пруда, в хорошем скальном обнажении на ритмично-слоистых породах нижней

подтолщи залегают грубообломочные микститы, переслаивающиеся с тонкозернистыми и тонкослоистыми породами. Основная масса выполнена полимиктовыми песчаниками. Размеры обломков колеблются от 2 × 3 см до 20 × 30 см в поперечнике. Состав их очень разнообразен: преобладают плосчатые кремни, порфириды базальтового состава, туфопесчаники, известняки. Обломки расположены как хаотично, так и ориентированы, иногда плотно “упакованы” или “плавают” среди матрикса. В кровле микстита отмечаются линзовидные прослои песчаников.

В 2002 г. в верхней части нижней подтолщи 15 м ниже основания микстита в прослое известковистого песчаника мощностью 5–7 см найдены *Palmatolepis* *delicatula* *clarki* Br. et Mehl, Pa. *subperlobata* Br. et Mehl, Pa. cf. *triangularis* Sann. (точка 01349, 01350). В 6–7 м ниже подошвы микстита (“Туркменевской олистостромы”) в кремнистых алевролитах собраны *Palmatolepis* *delicatula* *delicatula* Br. et Mehl, Pa. *subperlobata* Br. et Mehl, Pa. cf. *triangularis* Sann., Pa. *triangularis* Sann. —> Pa. *quadrantinosalobata* *praeterita* Schul. (точка 01351). В 2003 г. в самых верхах нижней подтолщи, в 2–3 м ниже кровли, нам удалось обнаружить конодонты: *Palmatolepis* *delicatula* *delicatula* Br. et Mehl, Pa. *subperlobata* Br. et Mehl, Pa. cf. *triangularis* Sann. (точка 01451). Комплекс конодонтов из всех местонахождений идентичен и датирует вмещающие отложения в интервале зон Middle – Late triangularis фаменского возраста. По скудному видовому набору и малой представительности дискретных элементов косвенно можно предположить, что это уровень только зоны Middle triangularis.

Отложения, перекрывающие микстит, относятся к зилаирской свите. Они представлены достаточно монотонной толщей ритмичного переслаивания граувакковых песчаников разномзернистых, алевролитов, глинисто-кремнистых алевролитов, аргиллитов, редко прослоев и стяжений известковистых алевролитов и маломощных (1–1.5 м) микситов с гравийными обломками известняков и кремней. В 20 м выше основания обнаружены многочисленные конодонты, как визуальные (точка 01210a): *Palmatolepis* *perlobata* *perlobata* Ulr. et Bass., Pa. cf. *quadrantinosalobata* *praeterita* Schul., Pa. *subperlobata* Br. et Mehl, Pa. *tenuipunctata* Sann., Pa. cf. *triangularis* Sann., *Icriodus* sp., так и выделенные из карбонатных стяжений среди алевролитов (точка 0870): *Palmatolepis* *delicatula* *delicatula* Br. et Mehl, Pa. *clarki* Ziegl., Pa. *minuta* *elegantula* Wang et Ziegl., Pa. *minuta* *minuta* Br. et Mehl, Pa. *perlobata* *perlobata* Ulr. et Bass., Pa. *protorhomboidea* Sand. et Ziegl., Pa. *quadrantinosalobata* *praeterita* Schul., Pa. *subperlobata* Br. et Mehl, Pa. *spathula* Schul., Pa. cf. *triangularis* Sann., совместное распространение которых ограничивается зоной Late triangularis (Schulke, 1995).

Изучение конодонтов, собранных в разрезах “Биягода” и “Туркменево Первое”, показало, что в конодонтовых комплексах наблюдается последовательность. Нижняя подтолща биягодинской толщи соответствует верхней части аскынского (зона *linguiformis*) и барминскому (зоны Early – Middle *triangularis*) горизонтам, а вышележащая микститовая подтолща однозначно имеет фаменский возраст и сопоставляется нами с зоной Middle *triangularis*. Выше микстита комплекс конодонтов характерен для зоны Late *triangularis* (см. выше в разрезе “Туркменево Первое”), который сменяется комплексом *crepida* в разрезе “Биягода” (Маслов и др., 1987). Эти конодонтовые ассоциации характеризуют низы зилаирской свиты.

В южном направлении мощность биягодинской толщи довольно быстро и резко сокращается. В разрезе “Куюбаш”, расположенном в 3 км к востоку от д. Кумерово, в 2,5 км юго-восточнее устья ручья Куюбаш, на высоте с отметкой 470,8 (рис. 2) обнажена мукасовская свита, охарактеризованная конодонтами в полном объеме конодонтовых зон *punctata* – Late *rhenana*. Выше по разрезу после небольшого закрытого интервала мощностью 2–3 м обнажен разрез (разрез 9, рис. 1):

1. Известняки обломочные, “замусоренные” обломками неокатанных кремней и хорошо окатанных зерен кварца. Размер обломков известняков варьирует от валунов до горошины. По простиранию в северном направлении известняки постепенно выклиниваются. В них выделены единичные обломки конодонтов франского облика и остракоды *Bekena* sp., *B. aff. aksakovaensis* Rozhd., *Bairdia* sp., по мнению А.Н. Абрамовой характерные для аскынского горизонта франского яруса. Видимая мощность не превышает 2 м.

2. Закрытый интервал - 1,5 м.

3. Переслаивающиеся полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы. Изредка отмечаются маломощные (2–5 см) прослойки и стяжения карбонатов и кремнистых алевролитов. Встречаются невыдержанные прослои мощностью не более 1 м с гальками известняков и кремней. Общая мощность пачки 60–70 м. В средней части ее обнаружены конодонты (точки 01181, 01198, 01347): *Palmatolepis delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. cf. clarki* Ziegl., *Pa. cf. perlobata perlobata* Ulr. et Bass., *Pa. cf. quadrantinodosalobata praeterita* Schul., *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. triangularis* Sann. → *Pa. quadrantinodosalobata praeterita* Schul., *Pa. cf. triangularis* Sann. → *Pa. perlobata perlobata* Ulr. et Bass., *Pa. triangularis* Sann. С нашей точки зрения, данная ассоциация конодонтов характеризует еще зону Middle *triangularis*, хотя уже заметна тенденция к более молодому комплексу, но характерные для него формы не представлены. В верхней части пачки среди песчаников отмечаются тонкие линзообразные прослои мелкообломочных микститов.

4. Микстит. В обломочном материале преобладают полосчатые черные кремни размера гальки, но встречаются также валуны и глыбы. Мощность 7–8 м. В верхней части микстита отмечаются олистолиты смятых в складки черных полосчатых кремней с отпечатками франских конодонтов (Маслов, Артюшкова, 2002).

Далее на юго-восток, к д. Мукасево Первое, породы, залегающие в разрезе между мукасовской и зилаирской свитами, все более заметно сокращаются в мощности и выклиниваются. На горе Сиялигур на мукасовской свите залегает хорошо известная по литературе (Либрович, 1936; Маслов, 1969; 1980; Смирнов и др., 1974) линза органогенных и органогенно-обломочных известняков с аскынский брахиоподами. В верхней части этой линзы, где известняки имеют плохо выраженную слоистость, выделен довольно богатый комплекс конодонтов, характерный для зоны *linguiformis* (точка 0880). Линза залегает в пачке переслаивания кремнисто-глинистых алевролитов, грубозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов общей мощностью 20–30 м. Южнее, в месте пересечения разреза мукасовской свиты насыпной дорогой Мукасево Первое – Туркменево Первое (выемка на автодороге) кремнистые сланцы с конодонтами (точка 0837) из самой верхней части свиты, после закрытого интервала мощностью, не превышающей 10–12 м, перекрываются ритмично-слоистыми зеленовато-серыми граувакками зилаирской свиты. Песчаники обогащены органогенным детритом глубоководных остракод, криноидей, ихтиофауны и других микрофаунистических остатков, имеющих, несомненно, фаменский облик. В них обнаружены конодонты *Palmatolepis cf. crepida* Sann., *Pa. cf. quadrantinodosalobata praeterita* Schul., *Pa. cf. quadrantinodosalobata sandbergi* Ji et Ziegl., *Pa. perlobata perlobata* Ulr. et Bass., *Pa. cf. subperlobata* Br. et Mehl (точка 01453).

В данном разрезе выше мукасовской свиты практически не остается места для биягодинской толщи, развитой в этом стратиграфическом интервале в более северных районах (деревни Туркменево Первое, Басаево, Идяш-Кускарово). Однако у нас нет никаких оснований считать, что синхронные ей отложения здесь не накапливались. Скорее, к югу от широты д. Мукасево Первое бассейны этого времени отличались варьирующими глубинами и разнообразными фациями. Периодически глубины достигали уровня карбонатной компенсации, о чем свидетельствует широкое развитие во многих разрезах тонкослоистых песчаных и биогермных известняков с аскынской фауной. Даже если признать аллохтонное залегание колтубанских известняков (Чибрикова, 1977; Мизенс, 2002), существующие фаунистические данные свидетельствуют о синхронности их формирования с вмещающими образованиями. Имеющаяся палеонтологическая последовательность позволяет допускать с большой долей вероятности непрерывный и сокращенный характер разреза биягодинской толщи южнее широты д. Мукасево Первое, что можно проиллюстрировать на примере нескольких пересечений.

На оз. Колтубан, его южном берегу, кремнистая мукасовская свита замещается ритмично-слоистой кремнисто-терригенной пачкой с конодонтами, выше которой залегает небольшой мощности песчано-глинистая толща с прослоями алевроитистых известняков с конодонтами *Ancyrodella nodosa* Ulf. et Bass., *Ancyrognathus triangularis* Young., *Palmatolepis gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. foliacea* Young., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young. (точки 0214; 0842 б), распространенными в зонах Late rhenana – linguiformis. Ее мощность оценивается нами в 35–50 м (рис. 2). На этой осадочной толще залегают колтубанские известняки с фауной брахиопод, характерной для аскынского горизонта (Маслов, 1969). На северном берегу оз. Колтубан в них В.В. Черных был выделен комплекс конодонтов, включающий *Palmatolepis* cf. *Pa. delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990), *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa. linguiformis* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young. В 1998 г. коллекция просмотрена нами совместно с В.В. Черных и от него было получено разрешение на опубликование этих данных. Следовательно, колтубанские известняки и вмещающие их породы могут быть сопоставлены с биягодинской толщей. Сложностью в таком сопоставлении является отсутствие жестких литологических границ, строго фиксируемых по фауне. Тем не менее, и в более южных разрезах мы выделяем аналоги биягодинской толщи. Наиболее показательными в этом отношении являются разрезы по рекам Тулубай, Малой Уртазымке, долу Таштугай.

В разрезе по левому берегу р. Тулубай, в 1.5 км восточнее д. Новоисянгильдино мукасовская свита представлена кремнисто-глинистыми сланцами мощностью 5–7 м (рис. 2). Вышележащие отложения сложены глинистыми сланцами с линзообразными прослоями органогенно-обломочных известняков с конодонтами (точки 03–04), характерной для самых верхов франского яруса (зона linguiformis). Фауна конодонтов позволяет выделить в этом разрезе позднефранскую и раннефаменскую части, соответствующие биягодинской толще мощностью 25–27 м. Перекрывающие их отложения представлены толщей незначительного переслаивания пачек полимиктовых песчаников и глинистых сланцев, содержащих тонкие прослойки карбонатных алевролитов. Они отнесены нами к зилаирской свите. Граница ее условна и проводится нами в основании толщи с преобладающим развитием песчаников и с конодонтами, характерными для подзоны Late triangularis (Маслов, Артюшкова, 2002).

Наиболее полный разрез франских отложений известен по долу Таштугай. Однако в этом разрезе очень сокращена мощность аналогов биягодинской толщи (рис. 2). Непосредственно в кровле мукасовской свиты в кремнистых алевролитах собраны отпечатки конодонтов, распространен-

ные в зонах Late rhenana – linguiformis. Выше по разрезу залегает пачка монотонно переслаивающихся полимиктовых песчаников и кремнисто-глинистых сланцев мощностью до 20 м с маломощным прослоем (0.1 м) темно-серых песчаных известняков с аналогичным франским комплексом конодонтов. Она перекрывается линзообразным прослоем органогенно-обломочных известняков, мощностью 1 м с конодонтами, характерными для зоны linguiformis и указывающими на позднефранский возраст пород. Выше по разрезу залегают ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты и глинистые сланцы зилаирской свиты, содержащие комплекс конодонтов, типичный для зоны Late triangularis. Таким образом, к аналогам биягодинской толщи в этом разрезе мы относим весьма маломощную пачку, не превышающую 15–20 м. Она представлена здесь, как отмечалось выше, преимущественно терригенными, терригенно-кремнистыми породами с линзами известняков (Маслов, Артюшкова, 2002).

ПРИСАКМАРСКО-ВОЗНЕСЕНСКАЯ ПОДЗОНА

Характер разреза пограничных F/F отложений здесь иной. Если в северной части подзоны стратон, залегающий между мукасовской и зилаирской свитами, сложен тефроидами и туффитами и отчетливо картируется (ранее его выделяли в колтубанскую свиту, теперь он отнесен к бугодакской толще), то в более южных районах от широты д. Утяганово он имеет уже сугубо осадочный генезис и макроскопически близок к зилаирской свите. Это ритмично построенная слоистая толща, по мере удаления на юг роль вулканомиктового материала в ней уменьшается. На всех геологических картах непосредственно на кремнях мукасовской свиты закартирована зилаирская свита фаменского возраста. Отсутствие между ними аналогов колтубанской свиты способствовало формированию представлений о перерыве под зилаирской свитой. Однако в известных разрезах нигде выше мукасовской свиты не отмечаются конгломераты. На геологических картах масштаба 1:50000 Д.Э. Цабадзе (1982 г.; 1984 г.) и В.В. Павлов (1988 г.) выделили в этой подзоне первую подсвиту зилаирской свиты франского возраста. Никакими палеонтологическими данными ее возраст подтвержден не был, и к такому заключению авторы пришли на основании находок средне-верхнефранских конодонтов в подстилающей мукасовской свите и согласном взаимоотношении с ней. Нами проведены исследования с целью палеонтологического обоснования контакта зилаирской свиты и подстилающих кремней и получения возрастной характеристики пограничных отложений. Разрезы к западу от деревень Амангильдино, Кирдасово, в районе д. Те-

пространенные в зонах Late rhenana – linguiformis в самой верхней части франского яруса. В 10–12 м выше по разрезу в прослое голубоватых кремнистых алевролитов (точка 01081) обнаружены единичные конодонты: *Palmatolepis* aff. *linguiformis* Müll., *Pa. cf. lyaiolensis* Krustsch. et Kuz., характерные для зоны *linguiformis*. В 2 м выше по разрезу в полосчатых зеленовато-серых кремнистых алевролитах (точка 01082) собраны единичные очень мелкие конодонты, представленные *Palmatolepis* cf. *delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990). Комплексы конодонтов в точках 01079–01081 по своему видовому набору и всем признакам однозначно являются верхнефранскими, характерными для зоны *linguiformis*, завершающей франский ярус. В точке 01082 комплекс конодонтов не представительный, конодонты мелкие и имеют большое сходство уже с фаменскими формами (фототаблица). Таким образом, в данном разрезе фиксируется граница между франским и фаменским ярусами. С нашей точки зрения, толщу, залегающую на мукасовской свите и охарактеризованную приведенными комплексами конодонтов, следует коррелировать с биягодинской толщей и считать ее аналогом. Верхняя граница с перекрывающей зилаирской свитой постепенная, что подчеркивается литологическими и фаунистическими данными. Мы проводим ее по появлению циклитов, в которых песчаникам принадлежит ведущая роль.

Восточнее д. Абдулгазино, в разрезе вдоль автодороги Абдулгазино – Амангильдино конодонты найдены в низах разреза (точка 01341, координаты: 53°20.588' с.ш. 58°14.929' в.д.) и представле-

ны *Palmatolepis* cf. *Pa. delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990), *Pa. cf. gigas paragigas* Ziegl. et Sand., *Pa. aff. ljaschenkoae* Onv., *Pa. cf. praetriangularis* Ziegl. et Sand., *Pa. cf. rhenana brevis* Ziegl. et Sand., *Pa. cf. rhenana nasuta* Müll., *Pa. cf. subrecta* Mill. et Young., характерными для зоны *linguiformis*. В верхней части разреза появляются мелкогалечные микститы и маломощные потоки лав базальтов. Перекрывающие отложения принадлежат зилаирской свите. Обнаруженные примерно в 12–15 м выше подошвы в зеленовато-серых алевропелитах конодонты представлены комплексом, включающим *Palmatolepis* cf. *triangularis* Sann. → *Pa. spathula* Schül., *Pa. cf. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. subperlobata* Br. et Mehl → *Pa. cf. regularis* Coop. (обр. 01417). В 6 м выше по разрезу в обр. 01418 (координаты: 53°20.766' с.ш. 58°15.683' в.д.) отмечены *Pa. quadrantinodosalobata* Sann., *Pa. cf. tenuipunctata* Sann. Охарактеризованный фауной интервал может быть датирован в объеме конодонтовых зон Late triangularis – scrida и сопоставляется с низами макаровского горизонта западного склона Южного Урала.

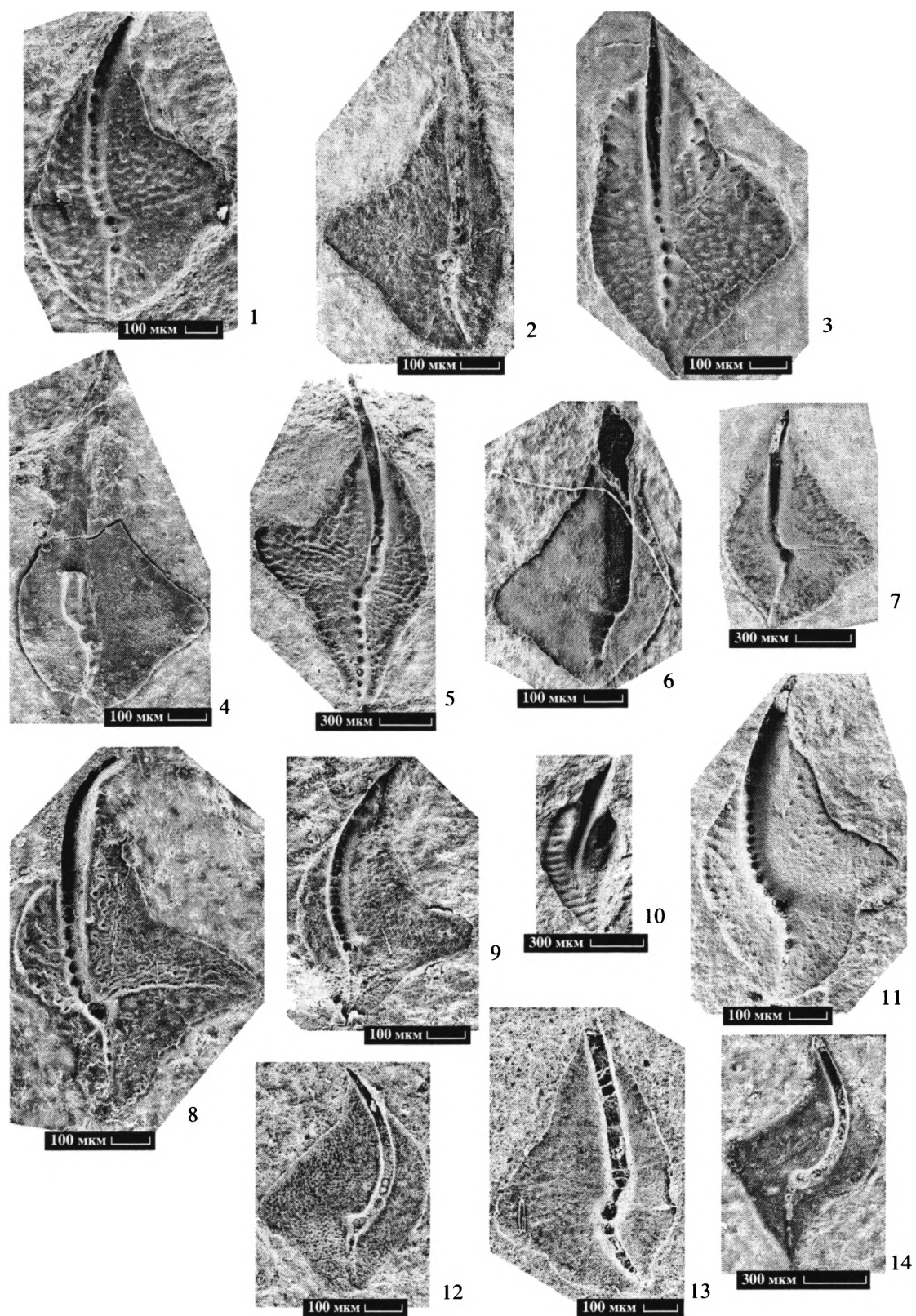
Аналоги биягодинской толщи установлены нами также в разрезе восточнее д. Темясово. Обнаженность ее несколько хуже, однако при строительстве новой автомобильной дороги Кирдасово – Баймак в свежем карьере восточнее полотна дороги вскрыты круто падающие на восток чередующиеся мелко- и среднезернистые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы. Отмечаются отдельные прослои более кремнистых пород с буроватой глинистой корочкой. В одном из прослоев собраны многочисленные конодонты очень хоро-

Фототаблица. Конодонты из “надмукасовских” отложений на Южном Урале.

Фотографии выполнены на электронном сканирующем микроскопе (ПИН РАН). Все изображения, за исключением фиг. 13, представлены отпечатками.

1 – *Palmatolepis jamieae* Ziegler et Sandberg: экз. 161/63, в 1 км к северу от д. Нигаматово, в карьере на вершине горы с отметкой 566.8, обр. 01237 – мукасовская свита; 2 – *Palmatolepis subrecta* Miller et Youngquist: экз. № 161/57, в 1 км южнее д. Султантимиrowo, в 750 м по аз. 271° от высоты с отметкой 490.2, обр. 01271 – аналог биягодинской толщи (верхняя часть); 3 – *Palmatolepis plana* Ziegler et Sandberg: экз. 161/62, на широте д. Москова, в 2 км к западу от деревни, в 750 м по аз. 218° от выс. 586.6, обр. 0860 – бугодакская толща (основание); 4 – *Palmatolepis lyaiolensis* Khrustcheva et Kuzmin: экз. № 161/56, в 1 км южнее д. Султантимиrowo, в 600 м по аз. 311° от высоты с отметкой 490.2, обр. 01164 – аналог биягодинской толщи; 5 – *Palmatolepis rhenana rhenana* Bischoff: экз. 161/58, в 1 км юго-восточнее д. Султантимиrowo, в 750 м по аз. 79° от высоты с отметкой 490.2, обр. 01162 – мукасовская свита (кровля); 6 – *Palmatolepis* cf. *Pa. delicatula* Branson et Mehl: экз. 161/65, юго-восточный угол листа, у рамки, д. Абдулгазино, безымянная высота в 200 м к востоку от брода через руч. Кухэмэ, обр. 01341 – аналог биягодинской толщи; 7 – *Palmatolepis hassi* Müller et Müller: экз. № 161/55, в 1 км южнее д. Султантимиrowo, в 350 м по аз. 297° от высоты с отметкой 490.2, обр. 01165 – аналог биягодинской толщи; 8 – *Palmatolepis quadrantinodosalobata sandbergi* Ji et Ziegler: экз. 161/61, к северо-востоку от д. Махмутово, на северо-западном склоне горы Узункур (419.7), обр. 0370 – зилаирская свита (нижняя часть); 9 – *Palmatolepis triangularis* Sannemann: экз. 161/59, в 1.8 км западнее санатория Якты-Куль, старый карьер у небольшой запруды к востоку от шоссе, в 1.1 км по аз. 223° от высоты с отметкой 680.4, обр. 01312 – зилаирская свита (основание); 10 – *Polygnathus brevis* Miller et Youngquist: экз. 161/64, в 1 км юго-восточнее д. Султантимиrowo, в 750 м по аз. 79° от высоты с отметкой 490.2, обр. 01162 – мукасовская свита (кровля); 11 – *Palmatolepis orlovi* Khrustcheva et Kuzmin: экз. № 161/65, левый берег р. Идяш в районе д. Идяш-Кускарово, в 800 м по аз. 300° от тригопункта 743.6, обр. 01086 – биягодинская толща (нижняя подтолща); 12 – *Palmatolepis subperlobata* Branson et Mehl: экз. 161/60, в 2.5 км юго-восточнее д. Султангузино, правый склон ручья с запрудой (дол Таштугай), в 700 м к югу от высоты с отметкой 342.7, обр. 0947 – зилаирская свита (основание); 13 – *Palmatolepis subrecta* Miller et Youngquist: экз. 161/65, в 1 км юго-восточнее д. Султантимиrowo, в 200 м строго на север от высоты с отметкой 490.2, обр. 01163 – аналог биягодинской толщи (нижняя часть); 14 – *Palmatolepis* cf. *regularis* Cooper: экз. № 161/66, к северо-востоку от д. Махмутово, на северо-западном склоне горы Узункур (419.7), обр. 0370 – зилаирская свита (нижняя часть).

СТРАТИГРАФИЯ “НАДМУКАСОВСКИХ” ОТЛОЖЕНИЙ



шей сохранности. В точке 01138 (координаты: 52°59.601' с.ш. 58°08.302' в.д.) определены: *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* cf. *hassi* Müll. et Müll., *Pa. aff. juntianensis* Han, *Pa. aff. kireevae* Ovn., *Pa. cf. Ijaschenkoae* Ovn., *Pa. aff. lyaiolensis* Krustch. et Kuz., *Pa. aff. punctata* (Hinde), *Pa. cf. rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Pa. cf. rhenana nasuta* Müll., *Pa. cf. subrecta* Mill. et Young., *Pa. aff. subrecta* Mill. et Young. Комплекс конодонтов верхнефранский и вмещающую толщу надо считать аналогом биягодинской.

Неплохой разрез надмукасовских отложений на восточном крыле Присакмарско-Вознесенской подзоны обнажен к югу от д. Султантимирово (рис. 3). Выше мукасовской свиты залегает терригенная флишонидная толща, которую съемщики картировали зилаирской свитой. Скважиной 1745 вскрыт контакт, показывающий на постепенный характер перехода (Биков и др., 1973): в верхах мукасовской свиты среди кремней появляются маломощные прослои (0.1–0.15 м) песчаников, а в вышележащей терригенной толще – в низах ее, наблюдаются прослои кремней мощностью от 0.5 до 5 м. Съемщики видели отличие данной толщи от перекрывающих отложений и выделяли ее в нижнюю толщу зилаирской свиты. Предположительная мощность ее 150 м.

В пересечении от мукасовской свиты на запад можно наблюдать в обнажениях, как прослои кремней неоднократно встречаются в разрезе именно среди песчаников, хотя и вскрыты эрозией только на вершинах пологих увалов, создавая иллюзию налегания на песчаники в качестве покрова. Азимут падения пород 285°, угол падения 5°. Нам удалось собрать фауну конодонтов в ряде прослоев на нескольких уровнях. Примерно в 200 м западнее последних выходов мукасовской свиты в прослое мощностью 0.2 м в плитчатых желтовато-зеленых кремнях собраны конодонты и их отпечатки *Palmatolepis* cf. *jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. cf. gigas paragigas* Zieg. et Sand., *Pa. cf. lyaiolensis* Krustch. et Kuz., *Pa. cf. rhenana nasuta* Müll., *Pa. cf. subrecta* Mill. et Young. (точка 01163, координаты: 52°17.734' с.ш. 58°09.042' в.д.). Западнее и выше по разрезу, в точке 01164 (координаты: 52°17.738' с.ш. 58°08.849' в.д.) в аналогичных породах найдены *Palmatolepis* cf. *Ijaschenkoae* Ovn., *Pa. cf. lyaiolensis* Krustch. et Kuz., *Pa. cf. subrecta* Mill. et Young. Западнее обнаружен аналогичный комплекс конодонтов (точка 01165, координаты: 52°17.738' с.ш. 58°08.790' в.д.). В 65 м к западу от точки 01165 в прослое черных полосчатых кремней найден сходный комплекс конодонтов: *Ancyrodella* sp., *Pa. ex gr. gigas* Mill. et Young., *Pa. cf. gigas extensa* Zieg. et Sand., *Pa. cf. subrecta* Mill. et Young. (точка 01269). Следующий прослой с конодонтами обнажен в 100 м по аз. 310° от предыдущей точки. В зеленовато-серых кремнистых алевролитах обнаружены: *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* cf. *gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. cf. jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. cf.*

kireevae Ovn., *Pa. aff. ormistoni* Klapp. et Fost. (точка 01270: координаты 52°17.795' с.ш. 58°08.632' в.д.). На правом берегу небольшого ручейка с ольховой рощей в тонких редких прослоях кремнистых алевролитов собраны очень мелкие многочисленные отпечатки, среди которых преобладает *Pa. cf. subrecta* Mill. et Young. (точка 01271). Этот комплекс датирует, очевидно, самые верхи надмукасовской – аналога биягодинской, толщи, поскольку западнее и выше по разрезу кремнистых прослоев уже нет, и обнажаются крупнозернистые песчаники с шаровой отдельностью. Для вышележащей ритмично построенной толщи характерно двучленное строение циклитов, именно она относится нами к зилаирской свите.

Следует заметить, что изучение “надмукасовского” интервала во многих разрезах по всему Магнитогорскому мегасинклинию показывает, что даже макроскопически этот уровень отличается от собственно зилаирской свиты, в том числе и в разрезах Присакмарско-Вознесенской подзоны. И этот факт отмечался предшественниками, что позволяло им картировать первую (нижнюю) подсвиту (толщу) зилаирской свиты. Породы, слагающие “надмукасовскую” толщу, при всей своей похожести на зилаирскую свиту, характеризуются большей вулканомиктовостью: для северных разрезов эта особенность более выражена. Мощности аналогов биягодинской толщи достаточно выдержаны и, по нашему мнению, варьируют от 500–800 м в западном до 100–200 м – в восточном крыльях структуры. В составе этой толщи ритмы обычно полные и заканчиваются кремнистыми породами – в зилаирской свите кремни не характерны, и этот факт может быть критерием при картировании. Отличием разреза этой толщи от стратотипического в районе хр. Биягода является отсутствие микститовых пачек и карбонатных прослоев, хотя некоторые авторы их отмечали (Павлов, 1988), нами они встречены в разрезе района д. Нигаматово.

Суммируя в целом все данные и учитывая материалы по всей Магнитогорской мегазоне, мы считаем, что биягодинская толща – полноценный и картируемый стратон, обладающий своим вещественным составом и палеонтологической характеристикой, отличающими его от сходных стратиграфических подразделений. Попытка ряда исследователей включить эту толщу в состав зилаирской свиты, с нашей точки зрения, не оправдана. Если считать так, то к зилаирской свите надо относить отложения, которые выделялись ранее как колтубанская свита и, кроме того, в зилаирскую свиту при таком расчленении должны быть включены также вулканиты нынешней бугодакской толщи. Биягодинская толща и ее аналоги имеют отчетливую нижнюю границу практически повсеместно, повсюду она подстилается кремнистой мукасовской свитой. А там, где она

выражена нетипично, ее можно зафиксировать конодонтами. Корреляция биягодинской толщи по простираанию позволяет видеть фациальные изменения, варьирующие мощности при неизменной палеонтологической характеристике.

Нижняя подтолща биягодинской толщи на основании имеющегося фактического материала, соотносится с конодонтовыми зонами *linguiformis* – *Early* – *Middle triangularis* (конец франского – начало фаменского веков). Микститовая (верхняя) подтолща сформировалась за относительно короткий отрезок времени, очевидно, на рубеже фаз *Middle* – *Late triangularis* (фаменский век). Синхронным стратиграфическим подразделением, распространенным в северной части Магнитогорской мегазоны является бугодакская толща.

Образования перекрывающей зилаирской свиты датируются подзоной *Late triangularis* (Маслов, Артющкова, 2002). Существующие представления о скользящем возрасте нижней границы зилаирской свиты (Пучков, 2000; Мизенс, 2002), с нашей точки зрения, нуждаются в более точных палеонтологических доказательствах.

ЗАПАДНО-ЗИЛАИРСКАЯ ЗОНА

В отношении возраста нижней границы зилаирской свиты небезынтересными могут быть данные, полученные в последние годы в Зилаирской мегазоне. Разрезом, где можно видеть непосредственный контакт зилаирской свиты и нижележащих отложений, весьма немного. В большинстве случаев этот контакт “подорван” тектоническими нарушениями и нижняя часть зилаирской свиты “срезана”. Однако авторами совместно с А.Н. Абрамовой и Р.Р. Якуповым в обнажениях по левому берегу р. Белой на отрезке ниже д. Кагарманово и выше устья р. Черной изучены три разреза: “Кагарманово”, “Илюхина поляна” и “Устье Черной Речки” (рис. 4), где можно видеть постепенный переход между зилаирской свитой и нижележащими отложениями и где по фауне устанавливается граница между франским и фаменским ярусами.

Пограничный интервал во всех трех разрезах представлен тонкоплитчатыми кремнисто-глинистыми сланцами, кремнистыми алевролитами, смятыми в сложные складки, общей мощностью, видимо, не превышающей 20 м. Подстилающие отложения в разрезах “Кагарманово” и “Илюхина поляна” сложены серыми среднеслоистыми гониатитовыми известняками мощностью 2–3 м, содержащими комплекс конодентов, характерный для зоны *linguiformis* (Абрамова, Артющкова, 2002; Якупов и др., 2002).

В разрезе “Илюхина поляна” на контакте гониатитовых известняков и кремнисто-терригенной пачки отмечен прослой зеленовато-серых ожелезненных кремнисто-карбонатных сланцев

мощностью 0.1 м, перекрытый пачкой пород, представленной переслаивающимися глинисто-кремнистыми сланцами и глинистыми известняками, мощностью 0.5 м. В кровле слоя определены конодонты (точка 8474): *Palmatolepis rhenana* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young. позднефранского возраста. На этом слое залегают темно-серые кремнистые сланцы мощностью 2 м со стяжениями известняков, в которых обнаружены позднефранские конодонты (обр. 8475): *Palmatolepis rotunda* Zieg. et Sand., *Pa. timanensis* Klapp., Kuz. et Ovn.

Выше по разрезу залегает пачка переслаивающихся кремнистых алевролитов и глинистых сланцев зеленовато-серых и буровато-желтых ожелезненных. Мощность ее 8–10 м. Породы смяты в дисгармоничные складки. В верхней части пачки имеются тонкие (первые миллиметры) прослои глинистых известняков, из которых выделены единичные конодонты *Palmatolepis triangularis* Sann. (точка. 8476) фаменского возраста.

Вышележащие отложения представлены кремнисто-глинистыми сланцами с подчиненными редкими прослоями известковистых алевролитов. Вся толща очень сильно смята в мелкие складки и разорвана небольшими нарушениями. Мощность этой пачки 8–10 м. В 3 м от подошвы описываемой пачки из известковистых прослоев выделены конодонты *Palmatolepis protorhomboides* Sand. et Zieg., *Pa. triangularis* Sann. (точка 8478), характерные для зоны *Late triangularis*. На этом же уровне на поверхностях напластования кремнистых алевролитов видны многочисленные конодонты раннефаменского облика. Вышележащие отложения представлены серо-зелеными ритмично переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, слагающими флишoidы зилаирской свиты.

Следовательно, можно считать установленным, что граница между фаменскими и франскими отложениями проходит в непрерывном разрезе литологически однородной толщи. Кремнисто-терригенную пачку мы рассматриваем в качестве переходной между карбонатным разрезом бельской свиты и флишoidной зилаирской свитой.

На левом берегу р. Белой, в 0.5 км выше устья р. Черной обнажена верхняя часть переходной франско-фаменской пачки мощностью 8–8.5 м. Она сложена темно-серыми и зеленовато-серыми кремнистыми алевролитами и глинистыми сланцами с редкими маломощными прослойками (1–2 см) известковистых алевролитов. Мощность прослоев кремнистых алевролитов вверх по разрезу уменьшается, а глинистых сланцев, наоборот, увеличивается. Вся пачка охарактеризована конодонтами. В нижних 6.0–6.5 м на нескольких уровнях обнаружен богатый комплекс, характерный для зоны *linguiformis*: в кремнистых алевролитах (точка 9247) *Palmatolepis* cf. *subrecta* Mill. et

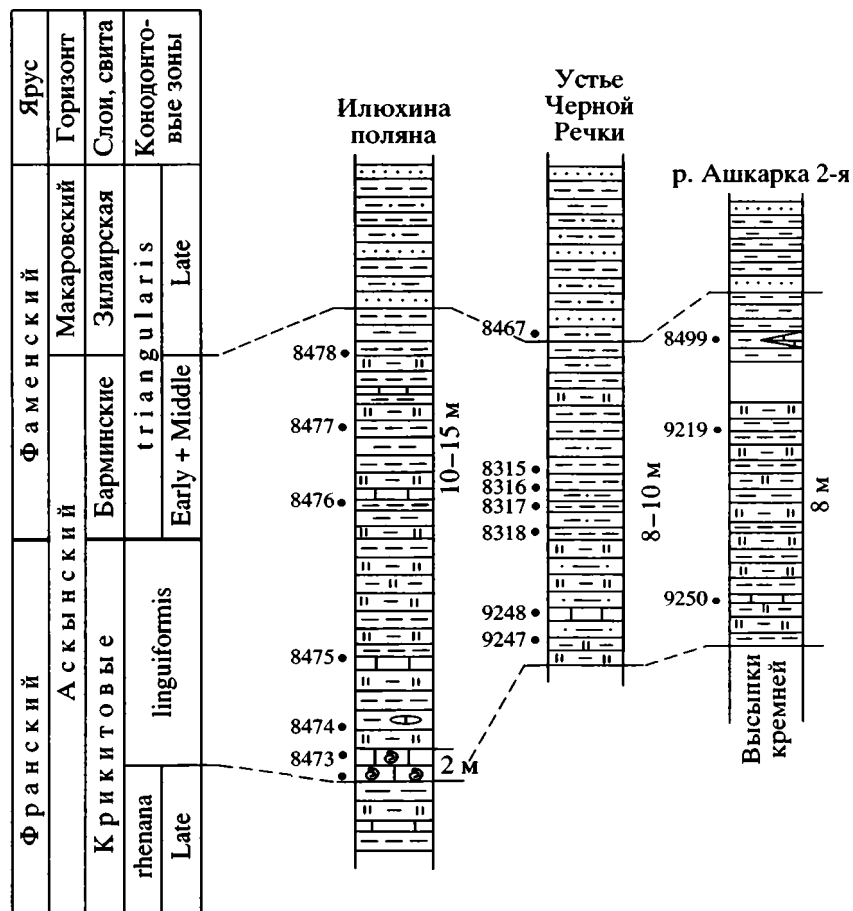


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов пограничных франско-фаменских отложений в верхнем течении р. Белой (Западно-Зилаирская зона). Составлена А.Н. Абрамовой. Усл. обозначения см. на рис. 2.

Young., *Pa. cf. lyaiolensis* Khrustc. et Kuz. и в прослое известковистых алевролитов мощностью 2 см (точка 9248) *Ancyrodella ioides* Uyeno, *Palmatolepis eureka* Zieg. et Sand., *Pa. juntianensis* Han, *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa. aff. rotunda* Zieg. et Sand., *Pa. ederi* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Polygnathus timanicus* Ovn., *Pol. uchensis* Ovn. В верхних 2 м послойно встречены раннефаменские конодонты, характерные для зон Early – Middle triangularis. В точке 8318 в средней части этого интервала в кремнистых алевролитах определены *Palmatolepis cf. lyaiolensis* Khrustc. et Kuz., *Pa. cf. praetriangularis* Zieg. et Sand., *Pa. cf. subrecta* Mill. et Young. В 0.1 м выше по разрезу в листоватых желтовато-серых глинистых алевролитах собраны единичные конодонты: *Palmatolepis cf. delicatula platys* Zieg. et Sand., *Pa. cf. triangularis* Sann. (точка 8317).

В самой кровле этой пачки обнаружен комплекс конодонтов: *Palmatolepis cf. delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. delicatula clarki* Zieg., *Pa. cf. protorhomboidea* Sand. et Zieg., *Pa. aff. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. cf. tenuipunctata* Sann., *Pa. triangularis*

Sann., *Palmatolepis triangularis* Sann. → *Palmatolepis perlobata* Ulr. et Bass., *Palmatolepis* sp., соответствующий зоне Late triangularis. Он датирует основание перекрывающей зилаирской свиты. Непосредственно выше по разрезу залегают переслаивающиеся граувакковые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. Роль песчаников вверх по разрезу заметно возрастает и толщина приобретает характерный облик зилаирской свиты. Таким образом, в хорошо вскрытых и фаунистически охарактеризованных разрезах западного борта Зилаирского мегасинклинория отчетливо наблюдается, что выше отложений доманиковского горизонта и ниже типичной зилаирской свиты залегает тонкослоистая толща, представленная чередованием алевролитов, кремнистых алевролитов, кремнистых, глинистых сланцев, глинистых и алевролитистых известняков и содержащая комплекс конодонтов (зоны linguiformis и Early–Middle triangularis). Литологически и палеонтологически она непрерывная. Видимая мощность ее составляет 25–27 м.

Севернее и южнее разрезов устья р. Черной и “Илюхина поляна” ниже зилаирской свиты в от-

Схема корреляции франско-фаменских отложений на Южном Урале

Система	Отдел	Ярус	Стандартная конодонто- вая шкала	ОСШ 1980	РСШ 1993	Западный склон	Восточный склон	Присакмарско- Вознесенская подзона	Западно-Магнитогорская зона	Западно-Зилаирская зона	
				Ярус	Над- гориз.	Горизонт	Горизонт				
Девонская	Верхний	Фаменский	praesulcata	Фаменский	Зилаимский	Лытвинский	Хвощевский	Зилаирская свита Граувакковые пес- чаники, алевроли- ты и глинистые сланцы 400–600 м	Зилаирская свита Граувакковые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы 400–600 м	Зилаирская свита Полимиктовые пес- чаники, алевролиты и глинистые сланцы до 1000 м	
			expansa								
			postera			Кушелгинский	Чепчугов- ский				
			trachytera								
			marginifera			Мурзакаевский					
			rhomboidea			Макаровский	Шамейский				
			crepida								
			triangularis								
		Франский	linguiformis	Франский	Ряузакский	Аскынский	Губинский	Аналоги биягодин- ской толщи Алевролиты, гли- нистые сланцы, базальты 20–800 м	Бугодакская толща. Базаль- ты, туфы; теф- роиды до 1300 м	Биягодинская толща Олистостострома Алевролиты, гли- нистые сланцы 20–850 м	Переходная пачка Кремнисто-глинис- тые сланцы 10–15 м
			rhenana			Мендымский					
			jamieae			Доманиковый			Мукасовская свита Кремнистые, гли- нистые сланцы, алевролиты 30–150 м	Мукасовская свита Кремнистые сланцы, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы 50–800 м	Бельская свита (верх. часть) Известняки; в верх- ней части плитчатые кремни
			hassi								
			punctata			Саргаевский	Бродовский	Актауская свита (верх. часть). Кремни (конденси- рованный разрез)	Улутауская свита (верх. часть) Вулканомиктовые песчаники, але- вролиты, туффиты		
			transitans								
			falsiovalis			Кыновский					
	Сред.										

дельных обнажениях наблюдаются высыпки и разрозненные выходы кремнистых пород. Такие разрезы известны в карьере по автострате Белорецк – Старосубхангулово на границе Белорецкого и Бурзянского районов. Здесь вскрыты кремнистые сланцы, омарганцованные, интенсивно “перемятые” в сложные складки. Видимая мощность их предположительно около 20–30 м. В них найдены отпечатки конодонтов (точка 9209): *Palmatolepis* cf. *hassi* Müll. et Müll., *Pa.* cf. *rhenana nasuta* Müll. Данный комплекс конодонтов позволяет сопоставить вмещающие породы с мендымским и аскынским горизонтами франского яруса. Подстилающие известняки содержат эйфельских конодонтов (Якупов и др., 2002). Восточнее после закрытого интервала около 300 м обнажены коренные выходы зилаирской свиты.

В 2 км севернее, на правом берегу р. Ашкарки 2-й можно видеть, как после высыпок кремней на пашне под зилаирской свитой обнажается пачка переслаивающихся тонкослоистых кремнистых и известковистых алевролитов и глинистых сланцев с конодонтами (точка 9219): *Palmatolepis* cf. *hassi* Müll. et Müll., *Pa.* aff. *juntianensis* Han, *Pa.* aff. *mucronata* Klapp., Kuz. et Ovn., *Pa.* cf. *proversa* Zieg., *Pa.* cf. *subrecta* Mill. et Young. (Якупов и др., 2002). Этот комплекс распространен в зонах *Late rhenana* и *linguiformis*. Литологически эта пачка с конодонтами очень похожа на пачку с подобной фауной в разрезе у устья р. Черной. Разрез “под-зилаирских” отложений на р. Ашкарке 2-й определенно свидетельствует о том, что подстилающие зилаирскую свиту отложения представлены в верхней части пачкой переслаивания тонкослоистых кремнистых алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев и известковистых алевролитов (=переходная пачка) и соответствуют аскынскому горизонту франского яруса и нижней части фаменского яруса. Нижняя часть сложена пестроцветными кремнями и содержит конодонты, характерные для мендымского и аскынского горизонтов франского яруса. Зафиксированная конодонтовая последовательность позволяет считать, что нижележащие кремни древнее вышележащей кремнисто-глинистой пачки, связанной постепенным переходом с зилаирской свитой.

Пестроцветные кремни, залегающие под переходной франско-фаменской кремнисто-глинистой пачкой, можно проследить на довольно протяженном участке севернее. Неплохое обнажение расположено на правом берегу р. Узьян примерно в средней части пруда. Здесь найдены отпечатки плохой сохранности: *Palmatolepis* sp., *Pa.* aff. *juntianensis* Han., свидетельствующие о позднефранском возрасте (мендымский и аскынский горизонты) этих пород.

Севернее с. Узьян пачка кремней прослеживается к Исхакову Ключу и далее на север – к ручью

Шлеповскому. Практически повсюду она фиксируется преимущественно по высыпкам, естественные обнажения редки. В силу этого обстоятельства определить возрастной уровень кремнистой пачки в полном объеме и, прежде всего, ее нижней части, не представляется возможным. Пока известно, что в кремнистой пачке обнаружены конодонты, характерные для мендымского горизонта. Каковы ее отношения с подстилающим доманиковым горизонтом, не совсем ясно. Мы допускаем, что доманиковые отложения и кремнистая пачка с мендымскими конодонтами связаны постепенным переходом, как это имеет место в более западных (карбонатных) разрезах. Возможно, кремни являются показателем глубинности бассейна и знаменуют завершение этапа седиментации силицитов, начавшегося в доманиковое время на всей территории Южного Урала и прилегающей Восточно-Европейской платформе.

К востоку и юго-востоку, в области массивов Крака (Межкракинская зона), как в настоящее время выяснено (Якупов и др., 2002), девонские отложения представлены преимущественно кремнистыми толщами, которые, несомненно, формировались на больших глубинах, чем карбонатные и карбонатно-терригенные образования.

Фациальное замещение шельфовых осадков Западно-Зилаирской зоны более глубоководными Межкракинской зоны в франское время в северной части происходило в довольно “узкой” зоне. Анализ фактического материала показывает, что с конца франского времени дифференциация глубин становится отчетливой. Мы видим разрезы, представленные то типичными доманиковыми фациями, то обычными слоистыми известняками, иногда рифогенными, а в некоторых участках фиксируются кремнистые фации.

ВЫВОДЫ

Завершая рассмотрение вопроса о соотношении зилаирской свиты и подстилающих ее отложений, необходимо отметить следующее:

1. Зилаирская свита с нижележащими отложениями, как на восточном, так и на западном склонах Южного Урала, связана постепенным переходом (таблица).

2. В полных разрезах зилаирская свита подстилается тонкослоистой песчано-кремнисто-карбонатной толщей, мощность которой колеблется в пределах от 10–15 м в Западно-Зилаирской зоне до 500–600 м в Западно-Магнитогорской. В Западно-Магнитогорской зоне подстилающая толща представлена вулканотерригенными породами биягодинской или вулканитами бугодакской толщ. Возраст обоих стратонов соответствует самым верхам аскынского горизонта франского яруса (зона *linguiformis*) и барминским слоям фа-

менского яруса (зоны Early – Middle triangularis). Обе толщи залегают на кремнистых сланцах мукасовской свиты. В Западно-Зилаирской зоне толща, подстилающая зилаирскую свиту, соответствует зоне linguiformis и зонам Early – Middle triangularis. В ряде разрезов она залегают на кремнях мендымского–аскынского возраста, которые можно сопоставить с верхней частью мукасовской свиты Магнитогорской мегазоны.

3. Нижние горизонты типичных для зилаирской свиты граувакковых флишоидов в последовательных разрезах как на западном склоне Южного Урала, так и на восточном содержат конодонты, характерные для зоны Late triangularis. Следовательно, можно считать доказанной изохронность подошвы зилаирской свиты на восточном и западном склонах Южного Урала. Вопрос о “скольжении” нижней границы зилаирской свиты, обсуждаемый в некоторых публикациях (Салихов, 1997; Пучков и др., 1998; Пучков, 2000; Мизенс, 2002), базируется на некорректной стратиграфии и не подкреплен надежным палеонтологическим материалом.

Работа выполнена при финансовой поддержке Управления по использованию недр Республики Башкортостан и гранта РФФИ № 02-05-64479.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамова А.Н., Артюшкова О.В. О проблеме границы франских – фаменских отложений в разнофациальных разрезах на западном склоне Южного Урала // Геология девонской системы: Материалы международного симпозиума. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 126–127.
- Ключина М.Л., Магадеев Б.Д., Силантьев Е.В. Олистостромовый комплекс в северной части Кизило-Уртазымского синклиниория // Литология и условия образования палеозойских осадочных толщ Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 5–30.
- Ключина М.Л. Литология карбонатных блоков в олистостромовом комплексе северной части Кизило-Уртазымского синклиниория // Литология и условия образования палеозойских осадочных толщ Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 31–47.
- Либрович Л.С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Л.–М.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 208 с.
- Маслов В.А. Об объеме колтубанской свиты в Таналык-Баймакском районе на Южном Урале // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1969. Вып. 9. С. 104–108.
- Маслов В.А. Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. 140 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2002. 198 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М. Об объеме франских отложений Магнитогорского ме-
гасинклиниория // Ежегодник-1995. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996. С. 47–50.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М. Франские отложения Магнитогорского ме-гасинклиниория. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. 82 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В., Павлов В.В., Барышев В.Н. Обоснование возраста по фауне конодонтов вулканогенно-осадочных толщ Узункырской зоны (район Юлдашевской структуры). Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1987. 31 с.
- Маслов В.А., Родионов В.Ю., Микрюков А. К вопросу о возрасте пород района хр. Биягода // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1980. С. 13–15.
- Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.
- Мизенс Г.А. Осадочные комплексы позднего девона – карбона на юге Урала и проблема коллизии континентальных плит // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 65–84.
- Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2002. 190 с.
- Нестоянова О.А. Стратиграфия силура и девона Магнитогорского синклиниория // Сов. геология, 1959. № 11. С. 16–28.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н., Барышев В.Н., Пазухин В.Н. Новые данные по стратиграфии терригенно-кремнистого девона на западном склоне Башкирского Урала // Ежегодник-1996. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1998. С. 24–31.
- Салихов Д.Н. Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского ме-гасинклиниория. Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. 85 с.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л., Анфилов Л.В. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 5. Франский век. М.: Наука, 1974. 218 с.
- Хворова И.В., Ильинская М.Н. Девонская олистострома Южного Урала // Литология и полезн. ископ. № 6. С. 25–52.
- Чибрикова Е.В. Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). М.: Наука, 1977. 160 с.
- Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н. Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского ме-гасинклиниория. Уфа: ИГиГ УрО РАН, 2002. 160 с.
- Schülke I. Evolutive Prozesse bei Palmatolepis in der Frühen Famenne-Stufe (Conodonta, Ober-Devon) // Göttinger Arb. Geol. Paläont. 1995. V. 67. S. 1–108.
- Ziegler W., Sandberg C.F. The Late Devonian Standard Conodont Zonation // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1990. V. 121. S. 1–115.

Рецензенты В.А. Аристов, А.С. Алексеев

УДК 561:551.736.31:551.761.1

ФЛОРИСТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА ГРАНИЦЕ ПЕРМИ И ТРИАСА

© 2005 г. А. В. Гоманьков

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 17.09.2003 г.

Рассматриваются последовательности флористических комплексов, наблюдаемые вблизи границы перми и триаса в пяти крупных фитохориях, которые существовали на Земле в это время: Евразийском, Катазиатском и Гондванском царствах, а также в Ангарской и Субангарской областях Ангарского царства. Во многих случаях наблюдается постепенный переход от пермских комплексов к триасовым, а резкие изменения флористического состава (если они наблюдаются) происходят в разных фитохориях на разных стратиграфических уровнях. Наиболее контрастная флористическая перестройка имела место в Ангарской области, но она была приурочена к уровню, более древнему, чем граница перми и триаса. Единственное место, где на границу перми и триаса приходится достаточно резкая смена флористических комплексов, – это Северная провинция Катазиатского царства. Также в разное время, в разных фитохориях происходило внедрение географически чужеродных элементов, приведшее к изменению общей фитогеографической структуры Земли, так что новая, “триасовая” фитогеография сложилась, по-видимому, лишь к середине триаса. Таким образом, данные по наземной флоре не дают оснований говорить о глобальном пермо-триасовом кризисе как о явлении, занимавшем сравнительно короткий интервал времени, но проявившемся на всей поверхности планеты.

Ключевые слова. Палеоботаника, фитогеография, флористические комплексы, пермь, триас.

ВВЕДЕНИЕ

Считается, что граница перми и триаса, являющаяся границей палеозойской и мезозойской эратем, ознаменована крупнейшей перестройкой всей биоты Земли, отделившей эру “древней жизни” от эры “средней жизни”. Эти представления, зародившиеся еще на заре развития стратиграфии, в настоящее время находят хорошее подтверждение в данных по изменению разнообразия морской фауны (Алексеев, 1998; Журавлев, 2002). При взгляде на кривые, отражающие эти изменения, бросается в глаза, что на рассматриваемую границу падает не только глубочайший минимум разнообразия (массовое вымирание), но также кардинальное изменение самого характера кривой. Если иметь в виду лишь самые общие характеристики кривых разнообразия, абстрагируясь от локальных максимумов и минимумов, то можно считать, что на протяжении почти всего палеозоя (между кембрийско-ордовикской диверсификацией и пермо-триасовым вымиранием), кривая разнообразия образует более или менее изрезанное “плато”, тогда как с начала триаса она демонстрирует возрастание, близкое к экспоненциальному и лишь осложненное локальными минимумами. К числу последних можно отнести даже мел-палеогеновый кризис, который, следовательно, знаменует собой рубеж, более низкого порядка, чем граница перми и триаса. Таким образом, рассмотрение кривой разнообразия свиде-

тельствует скорее о двучленном (а не о трехчленном, принятом в настоящее время) делении фанерозоя с главной границей, проходящей между пермью и триасом.

Все это относится, однако, лишь к морской фауне. При обращении же к континентальной биоте, и в первую очередь к наземным растениям, можно видеть, что изменения на границе перми и триаса совсем не носили столь драматического характера. А.Н. Криштофович (1946), разрабатывая свое учение о полихронных флорах, активно использовал введенные, по-видимому, еще Г. Потонье в XIX в. понятия палеофита и мезофита, которые мыслились как аналогичные понятиям палеозоя и мезозоя, но не тождественные им. В частности, граница между палеофитом и мезофитом, отражающая, очевидно, наиболее крупную перестройку в растительном царстве, приходилась, по мнению Криштофовича, на середину пермского периода. Дальнейшая разработка этой концепции (Мейен, 1969; Вахрамеев и др., 1970) привела к введению таких “дополнительных” понятий, как постпалеофит и зомезофит, что также свидетельствует о постепенности флористической эволюции вблизи границы палеозоя и мезозоя. С.В. Мейен (1987, 1988) в своих поздних работах вообще предлагал отказаться от глобального членения флористической истории, считая, что рубежи крупных перестроек в разных фитохориях в общем случае не синхронны друг другу и, таким образом, говорить

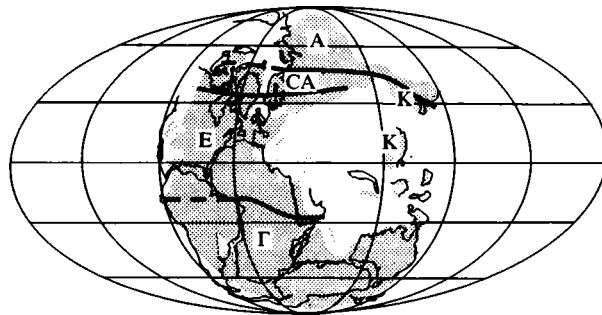
о каких-то этапах развития флоры, сходным образом проявляющихся по всей Земле, не имеет смысла.

Конец перми был временем, на которое падает максимум фитогеографической дифференциации земной поверхности. Суша была поделена на большое число фитохорий, каждая из которых эволюционировала в значительной степени независимо от других. Для этого времени можно выделить по крайней мере четыре растительных царства – два экваториальных (Еврамерийское и Катазиатское), бореальное (Ангарское) и нотальное (Гондванское). На границе Ангарского и Еврамерийского царств располагалась экотонная Субангарская область (рисунок). Столь сильная фитогеографическая дифференциация, обусловленная, по-видимому, климатическими причинами (о чем свидетельствует субширотное положение границ между фитохориями), является препятствием для межрегиональных стратиграфических корреляций, так что само положение границы перми и триаса во многих районах остается дискуссионным. Мы будем исходить из корреляции, обоснованной нами ранее (Gomankov, 1992; Гоманьков, 2002б) и представленной в таблице.

Анализ флористических изменений на границе перми и триаса осложняется еще и тем, что во многих районах земного шара на эту границу падает перерыв в осадконакоплении, а последовательности флористических комплексов оказываются существенно неполными. Наиболее полные последовательности можно наблюдать в центральных районах Ангарида – в Тунгусском и Кузнецком каменноугольных бассейнах. С рассмотрения этих последовательностей мы и начнем.

АНГАРСКАЯ ОБЛАСТЬ

В позднепалеозойских угленосных отложениях центральной Ангарида С.В. Мейеном (1990) был выделен ряд флористических комплексов, последовательно сменяющих друг друга по разрезу и прослеживающихся на больших территориях. Основной доминирующей группой в данной флоре являются кордаиты, и комплексы Мейена, по крайней мере, в пермской части разреза, различаются, главным образом, на основе изменений в составе этой группы растений. Самым молодым заведомо пермским комплексом в этой последовательности является так называемый комплекс сульцивых кордаитов, т.е. представителей семейства *Vojnovskyaceae* порядка *Cordaitales*, у которых жилкование листьев на их верхней стороне замаскировано тонкой продольной исчерченностью. Этим комплексом охарактеризованы грамотеинский и тайлуганский горизонты Кузбасса, а также гагарьеостровский горизонт Тунгусского бассейна. Помимо большого числа сульцивых кордаитов (*Cordaite adleri* (Radcz.)



Основные фитохории поздней перми.

А – Ангарская область Ангарского царства, Г – Гондванское царство, Е – Еврамерийское царство, К – Катазиатское царство, СА – Субангарская область Ангарского царства. Жирными линиями показаны границы между фитохориями, тонкими – современные береговые линии, крапом – пермская суша. Палинспастическая реконструкция дана по А. М. Зиглеру с соавторами (Ziegler et al., 1997).

S. Meyen, *C. clercii* Zal., *C. insignis* (Radcz.) *S. Meyen* и др.) при полном отсутствии руфлориевых (семейство *Rufloriaceae* порядка *Cordaitanthales*) в нем также довольно много членистостебельных (*Phyllothea*, *Annularia*), папоротников (*Pecopteris* spp., *Todites evenkensis* Radcz.) и голосеменных неопределенного систематического положения (*Zamiopteris tajluganensis* Gorel., *Glottophyllum cuneatum* (Schm.) Zal., *Tychopteris cuneata* Zal., *Rhipidopsis palmata* Zal., *Yavorskia mungatica* Radcz.).

В вышележащих отложениях (мальцевской свите Кузбасса и вулканогенной толще Тунгусского бассейна) комплекс растительных остатков совершенно другой. Всю сибирскую флору, сменяющую кордаитовую из угленосных отложений, И.А. Добрускина назвала хвойно-папоротниковой (Dobruskina, 1994). Мы будем называть ее корвунчанской, понимая этот термин в смысле Мейена (1987). В тутончанском горизонте, перекрывающем в Тунгусском бассейне гагарьеостровский, кордаиты отсутствуют, а флора представлена преимущественно членистостебельными *Equisetites triassica* (Radcz.) и папоротниками (*Acrostichides* spp., *Cladophlebis* spp., *Lobatopteris multistivis* (Neub.) и др.). Часто в ней встречаются листья птеридоспермов *Pursongia beloussovae* (Radcz.) Gom. et *S. Meyen*, *Kirjamkenia* (*Kirjamkenia*) *lobata* Pryn., *Yavorskia radzenkovii* Schved. Сходный комплекс присутствует и в вышележащем лебедевском горизонте, откуда известны не только пурсонгии (бескутикулярный аналог листьев пельтаспермовых птеридоспермов рода *Tatania*), но и сами татарины (Садовников, 1997).

Из нижней части мальцевской свиты Кузнецкого бассейна известен ряд растений, общих с тутончанской свитой: *Martjanovskia* sp., *Mesenteriophyllum* sp., *Paracalamites* (= *Equisetites*) *triassica*, *Cladophlebis curviplumulis* Mogutsch. *Glossophyllum*

Схема сопоставления пограничных отложений перми и триаса различных районов земного шара
Штриховкой показаны перерывы в осадконакоплении, пунктирными линиями – предполагаемое положение границ между стратонами

76

Пермская система							Триасовая система		Международная стратиграфическая шкала		
Гваделупий			Лопиний				Нижний отдел				
Вордский ярус		Кэпитэнский ярус		Вучяпинский ярус		Чансинский ярус		Индский ярус			
Ротлигенд				Цехштейн				Бунтзандштайн		Западная Европа	
Казанский ярус	Татарский ярус						Ветлужская серия	Восточно-Европейская платформа			
	Уржумский горизонт		Вишкильский горизонт		Вятский горизонт						
Усатский горизонт	Ленинский горизонт	Грамотейинский горизонт	Тайгуганский горизонт	Мальцевская свита				?		Кузбасс	
Пеляткинский горизонт	Устьдегалинский горизонт	Гагарьестровский горизонт		Тугончанский горизонт	Лебедевский горизонт	Хунтукунский горизонт	Путоранский горизонт	Марининский горизонт	Устькельтерский горизонт	Сибирская платформа	
Мургабский ярус		Мидийский ярус		Джюльфинский ярус		Дорашамский ярус		Индский ярус		Тетис	
Формация Амб			Формация Варгал	Формация Чидру				Формация Мианвали	Соляной Кряж		
Верхняя морская серия			Серия Томаго	Серия Ньюкасл	Группа Наррабен					Сиднейский бассейн (Австралия)	

ГОМАНЬКОВ

(=Kirjamkenia) sp., *Rhipidopsis* cf. *tutonchanica* Mogsch. (Бетехтина и др., 1986), а кроме того *Tatania* ex gr. *lobata* S. Meyen (сборы Г. Н. Садовникова 1978 г., определения автора) и лепидофиты *Tomiostrabus radiatus* Neub. (Meyen, 1981).

Заметное изменение корвунчанской флоры происходит на границе лебедевского и хунгтукунского горизонтов. Здесь на фоне продолжающегося господства папоротников наблюдается массовое распространение хвойных, представленных, главным образом, побегами рода *Quadrocladus* (хотя в виде единичных экземпляров этот род известен уже в лебедевском горизонте), а также, возможно, *Voltzia*. Вместе с вегетативными побегами встречаются мужские фруктификации хвойных, описанные под родовыми названиями *Willsiostrobus* и *Dameya* (Могучева, Добрускина, 1986). Повидимому, тот же самый уровень массового появления квадрокладусов фиксируется и в середине мальцевской свиты – в обнажении Бабий Камень, ниже устья ручья Сосновка (Meyen, 1981; Бетехтина и др., 1986). К хунгтукунскому горизонту приурочено местонахождение своеобразных лепидофитов *Takhtajanodoxa* и первое появление близких к ним лепидофитов *Pleuromeia*, получивших широкое распространение в нижнем триасе.

Выше по разрезу, в марининском и устькельтерском горизонтах наблюдается сокращение роли папоротников и широкое распространение лепидофитов рода *Tomiostrabus*, который, однако, представлен здесь другими видами, чем в основании мальцевской свиты (*T. belozerovii* Sad., *T. bulbosus* Sad., *T. gorskyi* (Vlad.) Sad., *T. migayi* (Schved.) Sad.) (Садовников, 1997).

В целом флористические комплексы, выделяемые внутри корвунчанской флоры, близки друг к другу, что и позволяет рассматривать ее как единую флору. Вместе с тем всеми исследователями отмечается чрезвычайно резкое отличие этой флоры от более древней “кордаитовой”, характеризующей угленосную толщу. Однако, если помимо растительных макрофоссилий привлечь к рассмотрению также миоспоры, то картина оказывается более сложной: так называемые “палеофитные” спорово-пыльцевые спектры, характерные для угленосной толщи и содержащие (иногда в больших количествах) пыльцу кордаитов (роды *Cordaitina* и *Cladaitina*), встречаются и в нижней части вулканогенной толщи Тунгусского бассейна (вплоть до низов путоранского горизонта), перемежаясь с “мезофитными” спектрами, которые в угленосных отложениях не встречаются никогда (Обоничкая, 1973; 1974; Ярошенко, 1990). Такое смешение “разновозрастных” спектров в вулканогенной толще чаще всего объясняют переотложением, однако Садовников (1997) считает, что кордаиты продолжали существовать в Тунгусском бассейне и после накопления угле-

носной толщи, но населяли в это время исключительно возвышенные места обитания, не представленные в захоронениях растительных макрофоссилий. Подобный же (тафономический) механизм Е.В. Сивчиков (2002) предлагает и для объяснения смены флористических комплексов на границе тайлуганского горизонта и мальцевской свиты в Кузбассе.

Ряд авторов (Могучева, 1982; Бетехтина и др., 1986; Могучева, Добрускина, 1986; Дуранте, 1996) склонен совмещать наиболее резкую флористическую перестройку в Ангариде с границей перми и триаса. Однако, как будет показано ниже, на Восточно-Европейской платформе (районе, бывшем до недавнего времени стратотипическим для пермской системы) кордаиты не доживают до конца перми. Комплекс сульцивых кордаитов Мейена в этом районе отвечает вишкильскому горизонту (таблица), над которым залегает вятский горизонт, имеющий заведомо пермский возраст и характеризующийся своеобразной бескордаитовой флорой. Садовников (1997) совмещает границу перми и триаса на Сибирской платформе с границей путоранского и марининского горизонтов, такое же положение данной границы показано на нашей таблице. Хотя в будущем в результате накопления новых данных это положение границы может оказаться слишком “высоким”, несомненным сейчас является тот факт, что какая-то часть вулканогенной толщи синхронна вятскому горизонту и имеет, следовательно, пермский возраст.

Таким образом, можно констатировать, что наиболее резкая флористическая смена в центральной Ангариде приходится на уровень, более древний, чем граница перми и триаса, а сама эта граница на Сибирской платформе попадает куда-то внутрь вулканогенной толщи, в пределах которой флора изменяется очень постепенно с сохранением “преемственности” между комплексами. Так что если в центральной Ангариде переход от перми к триасу и сопровождался какими-то флористическими изменениями, то изменения эти были сравнительно слабыми и отнюдь не носили катастрофического характера.

Предполагается, что полный разрез пограничных пермо-триасовых отложений имеется также в северо-западном Китае, в бассейне Дзимсар (антиклиналь Далонкоу). Этот разрез предлагался в качестве эталонного для границы перми и триаса в континентальных отложениях (Cheng, Lucas, 1993). Он расположен севернее Наньшаня, откуда М.В. Дуранте (Durante, 1992) была описана флора субангарского типа, а его флористические комплексы имеют типично ангарский облик (Граница перми и триаса..., 1998), так что сам разрез должен рассматриваться как относящийся к Ангарской области Ангарского палеофлористического царства. Однако полной последователь-

ности флористических комплексов на границе перми и триаса в этом разрезе нет. Самый молодой флористический комплекс происходит из средней подсвиты свиты Гуодикен (Permian and Triassic..., 1986; Граница перми и триаса..., 1998) и по наличию в нем кордаитов, определявшихся как *Noeggerathiopsis derzhavini* Neub. и *N. angustifolia* Neub., может быть условно сопоставлен с комплексом сульцивных кордаитов Мейена (возможно, что растения из средней Гуодикен, определенные как *Zamipteris* cf. *glossopteroides* Schm., в действительности являются татаринами). Верхняя подсвита Гуодикен всеми авторами относится уже к нижнему триасу на основании присутствия в ней типично триасовых позвоночных (*Lystrosaurus*), а также мiosпор (Афонин, 2003). Таким образом, в этом разрезе “нет места” для бескордаитовых флористических комплексов, характеризующих терминальные отложения перми, и разрез должен считаться не только слабо охарактеризованным флорой, но и *принципиально неполным*, т.е. содержащим перерыв на границе перми и триаса.

СУБАНГАРСКАЯ ОБЛАСТЬ

Флора пограничных отложений перми и триаса на Восточно-Европейской платформе изучена достаточно подробно (Гоманьков, Мейен, 1986; Dobruskina, 1994; Граница перми и триаса..., 1998; Lozovsky et al., 2001). Флора из терминальных отложений перми получила название татариновой по главному доминирующему компоненту – пельтаспермовому птеридосперму рода *Tatarina*. Вместе с ним в захоронениях обычно доминируют пельтаспермовые, относящиеся к подроду *Aequistomia* рода *Phylladoderma*, и хвойные *Quadrocladus*. В качестве подчиненных элементов встречаются разнообразные мхи, лепидофиты *Suchonodendron* и *Takhtajanodoxa* (Гоманьков, 2002a), членистостебельные типа *Neocalamites*, своеобразные папоротники (*Pecopteris* sp. и *Fefilopteris pilosa* Gom.), пельтаспермовые *Lepidopteris* и *Rhipidopsis*, а также хвойные, относившиеся к роду *Geinitzia*.

Главные компоненты татариновой флоры являются, по-видимому, в казанское–раннетатарское время, но становятся доминирующими в ориктоценозах лишь в вишкельском горизонте. Это становление татариновой флоры как устойчивого флористического комплекса происходит постепенно: в нижней половине вишкельского горизонта наряду с типично “татариновыми” ориктоценозами встречаются такие, где доминируют споровые растения, а главные компоненты татариновой флоры редки или вообще отсутствуют. В пределах самой флоры выделяется три флористических комплекса (котельничский, александровский и вохомский), отличающиеся, главным образом, по составу подчиненных элементов.

Предполагается, что их последовательная смена в разрезе обусловлена тафономическими причинами – изменением преобладавших на данном отрезке времени условий осадконакопления, в результате которого фитоценозы (неизменные или почти неизменные) стали по-другому отражаться в ориктоценозах (Гоманьков, 2002б).

Важно отметить, что при переходе от александровского к вохомскому комплексу (на границе вишкельского и вятского горизонтов) наблюдается исчезновение кордаитов и появление таких голосеменных растений, как *Rhaphidopteris kiuntzeliae* S. Meyen, *R. antiqua* S. Meyen, *Kirjamkenia* (Maria) permienne (S. Meyen) и *Sphenarion* (?) sp. AVG-1. Именно благодаря исчезновению кордаитов и появлению *Kirjamkenia* этот уровень может быть сопоставлен с границей угленосной и вулканогенной толщ в Тунгусском бассейне. С другой стороны, перечисленные голосеменные, появляющиеся в вохомском комплексе, – вероятные предки растений, получивших широкое распространение в мезозое. *Rhaphidopteris* был важным компонентом прибрежноморских экваториальных фитоценозов в поздней юре (Долуденко, 1984), *Sphenarion* – представитель лептостробиовых, группы, доминировавшей в мезозойских флорах Сибири, а *Kirjamkenia*, происходящая от татарин, скорее всего, дала начало гинкговым (Мейен, 1992). Таким образом, можно считать, что на границе вишкельского и вятского горизонтов Восточно-Европейской платформы происходит смена “палеофитной” (кордаитовой) флоры на “мезофитную”. Но если в Ангарской области этот рубеж, связанный с крупнейшими геологическими событиями (окончанием эпохи угленакпления и началом интенсивной вулканической деятельности), выглядит очень резким, то в Субангариде он едва заметен на фоне существования татариновой флоры, которая его пересекает.

Возможно, что резкая флористическая перестройка имела место на Восточно-Европейской платформе в конце вятского времени, но она фиксируется лишь по палинологическим данным (Граница перми и триаса..., 1998), поскольку растительные макрофоссилии из верхней части вятского горизонта не известны. От вышележащих триасовых отложений ветлужской серии вятский горизонт отделен перерывом, однако стратиграфический объем этого перерыва остается дискуссионным (Гоманьков, 2002б).

О флоре из низов ветлужской серии известно очень мало. Добрускина (Dobruskina, 1994) из местонахождения Недуброво (Стриженная Гора), приуроченного к самому основанию ветлужской серии, указывала остатки *Lepidopteris* и *Podozamites* (хвойного, характерного для верхнего триаса). В дальнейшем (Lozovsky et al., 2001) из этого местонахождения был описан комплекс растений,

которые обычно считаются типичными для верхней перми: *Tatarina conspicua* S. Meyen, *T. lobata* S. Meyen, *Phylladoderma* (*Aequistomia*) *annulata* S. Meyen, *Rhaphidopteris antiqua* S. Meyen, *Peltaspermopsis buevichiae* (Gom. et S. Meyen) Gom., *Salpingocarpus variabilis* S. Meyen, *Quadrocladus dvinensis* S. Meyen, *Q. cf. solmsii* (Gothan et Nagalhard) Schweitzer, *Ullmannia cf. bronnii* Goerr. Хотя многие из этих определений вызывают сомнения (например, судя по изображениям, остатки, определенные как *T. lobata* и *R. antiqua*, представляют собой типичные перышки *Lepidopteris*), в целом “пельтаспермово-хвойная” флора Недуброва имеет “пермский” облик и, во всяком случае, может считаться производной (сохраняющей преемство) от татариновой или от флоры западноевропейского цехштейна (см. ниже).

Более молодые раннетриасовые флористические комплексы Восточно-Европейской платформы, получившие названия верхневолжского и петропавловского (Граница перми и триаса..., 1998), отделены от недубровского комплекса, а также друг от друга значительными по мощности интервалами, в которых растительные остатки не найдены. В местонахождениях верхневолжского комплекса встречены почти исключительно только остатки лепидофита *Lycomeia rossica* (Neub.) Dobr., близкого к роду *Pleuromeia*. Вероятно, к этому же комплексу относятся остатки *Pleuromeia sternbergii* (Muenst.) Corda, найденные на горе Большое Богдо в Северном Прикаспии. Остатки *Pleuromeia* и *Lycomeia* обычно образуют моновидовые захоронения, которые имеют чрезвычайно широкое географическое распространение (по всей Евразии) и приурочены к нижней половине триаса (от инда до анизия). И.А. Добрускиной (Dobruskina, 1994) они были выделены в самостоятельную плевромейевую флору, которая рассматривалась как одна из четырех флор, одновременно существовавших в первой половине триаса на территории Евразии. Широкое, но не компактное распространение плевромейевой флоры объясняется специфической экологической нишей, которую занимали составлявшие ее растения: они образовывали моновидовые заросли по берегам соленых озер, лагун и морских заливов с повышенной соленостью. Несмотря на таксономическое своеобразие этой флоры, можно отметить, что своими корнями она уходит в верхнепермскую флору: предками родов *Pleuromeia* и *Lycomeia* были, скорее всего, татарские лепидофиты типа *Suchonodendron* или *Takhtajanodoxa* (Гоманьков, 2002а), в свою очередь, происходившие от рода *Viatcheslavia*, который, по-видимому, занимал ту же экологическую нишу, что и роды *Pleuromeia* и *Lycomeia*, и захоронения которого в уфимском ярусе Восточно-Европейской платформы тафономически похожи на захоронения плевромейевой флоры.

Петропавловский флористический комплекс известен, главным образом, по южноуральскому местонахождению Петропавловка, в котором доминируют семенные чешуи хвойных рода *Voltziopsis* (Биостратиграфия континентального..., 1995). Это позволяет сближать петропавловский комплекс с вольциевой флорой Западной Европы (см. ниже). Однако, возможно, что синхронным Петропавловке является местонахождение Кослан на севере Восточно-Европейской платформы, откуда известны лепидофиты *Tomlostrobos*, свойственные пермотриасовым отложениям центральной Ангариды.

ЕВРАМЕРИЙСКОЕ ЦАРСТВО

Наиболее молодой пермской флорой Еврамерийского царства считается цехштейновая флора Западной Европы, известная, преимущественно, из нижних горизонтов цехштейна и представленная, главным образом, хвойными (*Ullmannia*, *Voltzia*, *Pseudovoltzia*, *Quadrocladus*) и некоторыми другими голосеменными (*Sphenobaiera digitata* (Brongn.) Florin, *Taeniopteris eckardii* Germ., пельтаспермовыми *Lepidopteris martinsii* (Germ.) Townrow) при очень небольшом количестве членистостебельных (*Neocalamites*) и фактически полном отсутствии папоротников.

Флора бунтзандштайна (Mader, 1990; Dobruskina, 1994) известна лишь из верхней части формации и, таким образом, отделена от цехштейновой флоры временным hiatusом. Несмотря на это она довольно близка к ней по составу. По преобладающему хвойному роду *Voltzia* она получила название вольциевой флоры (этот род появляется еще в поздней перми и имеет надежно реконструированное происхождение от других пермских хвойных Еврамерийского царства (Meyen, 1997; Гоманьков, 2003)). Помимо собственно рода *Voltzia*, а также принадлежавших, по-видимому, тем же самым растениям мужских фруктификаций *Darneya*, *Sertostrobos* и *Willsiostrobos* (Grauvogel-Stamm, 1978) для этой флоры характерны другие хвойные (*Albertia*, *Yuccites*), лепидофит *Annalepis*, близкий к плевромейе, членистостебельные (*Equisetites*, *Schizoneura*), папоротники (*Anomopteris mougeotii* Brongn. и др.). В некоторых местонахождениях эта флора встречается совместно с родом *Pleuromeia*, в других (преимущественно в восточной части Германского бассейна) — только одна *Pleuromeia*, что свидетельствует об одновременном существовании вольциевой и плевромейевой флор. В целом можно сказать, что вольциевая флора бунтзандштайна происходит от цехштейновой флоры, и поскольку экологические условия существования обеих флор были близкими (Mader, 1992), отличия, наблюдаемые между ними, по-видимому, следует приписывать эволюции растений “в чистом виде”, протекавшей автохтонно и без существенного влияния миграционных процессов.

КАТАЗИАТСКОЕ ЦАРСТВО

В пермском периоде в пределах Катазиатского царства выделяется две провинции – Северная и Южная, граница между которыми проходит примерно от истоков Хуанхэ к низовьям Янцзы. Их существование обусловлено тем, что территория царства располагалась на двух террейнах, разделенных в это время морским проливом (рисунок). В целом пермская катазиатская флора характеризуется преобладанием гигантономиевых (гигантоптерид) и иногда называется гигантоптериевой. Кроме того, в ней многочисленны и разнообразны цикадовые (возможно, что Катазия была родиной этой группы растений – Gao, Thomas, 1989), характерен эндемичный род членистостебельных *Lobatannularia*, присутствуют эндемичные виды родов членистостебельных *Schizoneura* и *Sphenophyllum*, папоротников *Fasciopsis*, птеридоспермов *Rhipidopsis*.

Максимум эндемизма катазиатской флоры обычно связывают с флорой формации Верхняя Шихэцзы (казанское–раннетатарское время) в провинции Шаньси (Северный Китай), для которой характерен пик обилия и разнообразия *Sphenophyllum*, *Lobatannularia*, *Fasciopsis*, гигантономиевого *Gigantonoclea*, а также присутствие неггративных *Tingia hamagouchii* Kon'no и *T. crassinervis* Halle (Li, Wu, 1996). Впрочем, даже и для этого флористического комплекса указывается некоторое количество “еврамерийских” таксонов: пельтаспермовые *Autunia* и *Peltaspermum*, хвойное *Walchia* (Wang, 1996). Более мощная инвазия европейской флоры наблюдается в вышележащей формации Суньцзякоу (=Шицзяньфын s. s.). Вместе с такими типично катазиатскими формами, как *Lobatannularia* spp., *Taeniopteris taiyuanensis* Halle, *T. nystroemii* Halle, *Yuania magnifolia*, *Norinia* sp. (проходящая из Верхней Шихэцзы), здесь указываются *Ullmannia bronii* Goepf., *U. frumentaria* (Schloth.) Goepf., *Pseudovoltzia libeana* (Gein.) Florin, *Quadrocladus solmsii* (Goth. et Nagelhardt) Schw., *Lepidopteris martinsii* (Kurtze) Townrow, *Peltaspermum* sp., а также *Tatarina* и *Phylladoderma*. Выше залегают формации Людзякоу и Хэшанкоу, флора которых считается уже типично триасовой. Она включает *Pleuromeia* spp., *Annalepis* spp., *Tricranolepis* sp., *Neocalamites shanxiensis* Wang Z., *Phyllothea* sp., *Crematopteris* spp., *Anomopteris* sp., *Taeniopteris* sp., *Yuccites* sp., *Willsiostrobus hongyantuensis* Wang Z. (Wang, 1985). Граница перми и триаса в провинции Шаньси проводится между формациями Суньцзякоу и Людзякоу, поэтому считается, что смена “палеофита” на “мезофит” здесь происходит достаточно резко (Яо Чжаоци и Оуян Шу (Yao, Ouyang, 1980) называют ее “sudden change”) и приходится именно на эту границу. Однако соответствующая смена палинологических комплексов приходится на гораздо более низкий

уровень – границу формаций Верхняя Шихэцзы и Суньцзякоу (Yao, Ouyang, 1980), что, возможно, указывает на тафономическую обусловленность данной палеофлористической перестройки, так же, как в Ангарице.

В Южном Китае флора из формации Лунтань, развитой в провинциях Цзянсу, Чжецзан и Аньхуй, может считаться флористическим и возрастным аналогом флоры Верхней Шихэцзы. Ли Синсю и Ву Сююань (Li, Wu, 1996) в качестве характерных для нее видов указывают *Lobatannularia multifolia* Kon'no et Asama, *Schizoneura manchuriensis* Kon'no и *Gigantopteris nicotianaefolia* Schenk. В конце поздней перми в Южном Китае преобладали морские условия осадконакопления, здесь находится стратотип Чансина – последнего яруса пермской системы в недавно принятой международной шкале. Из континентальных аналогов Чансина известна типичная гигантоптериевая флора с характерными видами *Annularia pingloensis* (Sze) Gu et Zhi и *Gigantonoclea guizhouensis* Gu et Zhi (Li, Wu, 1996). Однако даже сюда проникают в это время иммигранты из Еврамерийского царства (*Ullmannia* cf. *bronii*). Ряд видов из этого комплекса переходит в вышележащие триасовые отложения формации Доншунь, в середине которой наблюдается массовое появление хвойных рода *Elatocladus*. Таким образом, в Южной провинции Катазиатского царства “sudden change” (Yao, Ouyang, 1980) происходит на границе формаций Доншунь и Юннинчжэн, т.е. уже в триасе (по аммонитам – на границе грисбахского и динерского ярусов). Впрочем, И.А. Добрускина (1986) считает флору Доншунь сопоставимой с типично триасовой флорой формаций Людзякоу и Хэшанкоу в Северном Китае.

ГОНДВАНСКОЕ ЦАРСТВО

Пермская флора Гондваны называется глоссоптериевой по доминирующей группе глоссоптерид (арбериевых). Наиболее распространенными и разнообразными остатками в захоронениях этой флоры являются листья, относимые к родам *Glossopteris* и *Gangamopteris*, причем первый из них вверх по разрезу постепенно вытесняет второй. Помимо листьев арбериевые представлены в глоссоптериевой флоре остатками корней *Vertebraria*, а также разнообразными репродуктивными органами. Другие растения в глоссоптериевой флоре сравнительно редки. Это, главным образом, членистостебельные (эндемичные виды *Sphenophyllum*, *Annularia*, *Phyllothea*, *Schizoneura*), папоротники (*Asterotheca*, *Dizeugotheca*, *Psaronius*), хвойные (*Buriadia*, *Walkomiella*, *Voltziopsis*). Известны кордаитоподобные листья, относимые обычно к роду *Noeggeratiopsis*, хотя фруктификаций, которые можно было бы отнести к порядку

Cordaitanthales, в Гондване пока не обнаружено (Plumstead, 1973).

Вот, например, как описывается комплекс растительных остатков из “яруса” Ранигандж – самого верхнего подразделения перми в Индии: “Здесь резко доминируют различные *Glossopteris* (*G. indica*, *G. communis*, *G. browniana*, *G. retifera*, *G. angustifolia*, *G. tortuosa* и др., всего около 30 видов), вместе с которыми встречаются *Gangamopteris*, *Vertebraria indica*, *Sphenopteris polymorpha*, *Pecopteris phegopteroides*, *Pteronilssonina gopalii*, *Palaeovitatoria kurtzii*, *P. raniganjensis*, *Raniganjia bengalensis*, *Schizoneura gondwanensis*, *Phyllothea robusta*, *P. indica*, *Trizygia speciosa*” (Вахрамеев и др., 1970, с. 155). Выше яруса Ранигандж залегает серия Панчет, возраст которой считается раннетриасовым на основании присутствия в ней позвоночных рода *Lystrosaurus*. Флора серии Панчет характеризуется присутствием мезозойского рода *Dicroidium* (сем. *Umkomasiaceae* порядка *Peltaspermales*), но вместе с тем – и большого числа элементов глоссоптериевой флоры: *Schizoneura gondwanensis* O. Feistm., *Pecopteris concinna* Presl, *Cyclopteris pachyrhachis* Goepf., *Glossopteris indica* Schimp., *G. communis* O. Feistm., *G. damudica* O. Feistm., *Vertebraria indica* Royle (Вахрамеев и др., 1970).

По роду *Dicroidium* триасовая флора Гондваны получила название дикроидиевой. Доминирующей группой в ней были умкомазиевые, представленные, помимо *Dicroidium*, родами *Diplasiophyllum*, *Xylopteris*, *Jonstonia* (листья), *Rhexoxylon* (стволы), *Umkomasia*, *Pilophorosperma*, *Pteruchus* (фруктификации) и др. (Вахрамеев, 1972). Предполагается (Archangelsky, 1996), что умкомазиевые произошли от птеридоспермов типа *Botrychopsis*, широко распространенных в карбоне и нижней перми Гондваны. Вместе с некоторыми другими родами (*Moltenia*, *Strombergeria*, *Hoegia*) умкомазиевые могут считаться гондванскими эндемиками (Вахрамеев, 1972). Но вместе с ними в составе дикроидиевой флоры можно отметить ряд таксонов, общих с другими царствами: семейство *Pleuromeiaceae*, роды *Sphenophyllum*, *Annularia*, *Asterotheca*, *Alloiopteris*, *Diplothema*, *Euspheopteris*, *Osmundacaulis*, *Lepidopteris*, *Scytophyllum*, некоторые виды *Pecopteris* и *Sphenopteris*. Проникновение “северных” элементов в Гондвану наблюдается еще в пермском периоде. С.М. Архангельский (Archangelsky, 1996) выделяет в пределах Гондванского царства две провинции – Западную (Нотоафроамериканскую) и Восточную, причем во флоре Западной провинции, территориально примыкавшей к экваториальной Пангее, встречаются растения, которые могут считаться мигрантами с севера.

На примере Индии можно видеть, что переход от глоссоптериевой флоры к дикроидиевой был весьма постепенным. Присутствие глоссоптерид

в низах триаса отмечается и для Южной Африки (Вахрамеев, 1972). Г. Реталлак (Retallack, 1980) подробно описывает эволюцию флоры и растительности Сиднейского бассейна (Восточная Австралия) на отрезке времени от позднего карбона до среднего триаса. Переход от глоссоптериевой флоры к дикроидиевой выглядит при этом тоже достаточно постепенным, но происходит по другому сценарию, чем в Индии и Южной Африке. Болотные листопадные глоссоптерисовые леса вместе с маршевыми сообществами папоротников, членистостебельных и лепидофитов в поздней перми (во время накопления Верхней морской серии) вытеснили с территории Сиднейского бассейна вечнозеленую гангамоптерисовую тайгу. Приподнятая суша к западу от Сиднейского бассейна была в это время, видимо, заселена хвойным лесом с преобладанием *Walkomiella*. Однако в самом конце перми (с начала накопления группы Наррабен) в результате поднятия и последующей эрозии территория Сиднейского бассейна превратилась в аллювиальную равнину, покрытую хвойными вольциопсисовыми лесами, хотя на речных барах доминировал широколиственный птеридосперм “*Thinnfeldia*” *callipteroides* Carp. Хвойные продолжали доминировать и в триасе, начало которого ознаменовалось трансгрессией с образованием большого числа солончатоводных лагун. И только в оленекском веке хвойные леса были постепенно вытеснены широколиственной флорой с преобладанием *Dicroidium*, а побережья лагун были заселены густыми мономеридными зарослями лепидофитов *Cylomeia longicaulis* (Burge) M. White, таксономически и экологически близких к плевромейям (первоначально данный вид относился непосредственно к роду *Pleuromeia*, а Н.С. Снигиревская (1989) относила его к роду *Takhtajanodoxa*).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно из вышеприведенного обзора, флористические перестройки в разных фитоценозах сильно отличались по своей контрастности и происходили на разных стратиграфических уровнях. Если какие-то из них и имели в качестве причин одни и те же события, то проявления этих событий были разными (и качественно, и количественно) в разных фитоценозах, да еще, возможно, и одновременно из-за медленной миграции растений. Вероятно, наиболее резкой была перестройка при переходе от кордаитовой к корвунчанской флоре в центральной Ангариде, обусловленная местными геологическими (и в меньшей степени, быть может, климатическими) причинами: началом интенсивного траппового магматизма. Но эта перестройка приходится на более древний уровень, чем граница перми и триаса. Сравнительно резкая флористическая перестройка,

приуроченная к этой границе, наблюдается лишь в северной Катазии, но и здесь она носит “местный” (возможно чисто тафономический) характер: даже в соседней Южной провинции Катазиатского царства смена “палеофита” на “мезофит” происходит на другом стратиграфическом уровне.

Традиционно считается, что на границе перми и триаса происходит радикальное изменение фитогеографической структуры земной поверхности: рушатся барьеры между фитохориями, начинается интенсивная миграция растений, и место максимально дифференцированной пермской флоры занимает гораздо более однородная триасовая. Однако эти представления о сравнительно большой однородности флоры справедливы преимущественно для среднего и позднего триаса. В раннем же триасе, в основном, сохраняется (по крайней мере, на уровне царств) то же флористическое районирование земной поверхности, которое можно было наблюдать в перми, причем флоры триасовых фитохорий сохраняют преемственность от пермских. Разрушения барьеров и усиления флористических миграций тоже вряд ли были синхронными по всему земному шару. На примере Катазии и Гондваны можно видеть, что в ряде регионов миграции начались еще в перми, тогда как центральная Ангарида сохраняет эндемизм своей флоры, по крайней мере, до начала анизийского века.

Соответственно, своеобразие флоры внутри каждого царства в начале триаса сохраняется (по сравнению с пермским периодом) на достаточно высоком уровне. Высочайшим эндемизмом обладает корвунчанская флора центральной Ангарида. Значительно своеобразие вольцевой флоры Западной Европы и дикроидиевой флоры Гондваны. Космополитно распространенная плевромейевая флора была, по-видимому, интразональной и не влияла на общий характер фитогеографического районирования.

Единственным крупным фитогеографическим событием начала триаса был, возможно, лишь распад (или сокращение до пренебрежимо малых размеров) Субангарской области, на который указывает неоднородность петропавловского флористического комплекса (доминирующий *Voltziopsis* в Петропавловке и *Tomlostrobis* в Кослане), но для того, чтобы уверенно говорить об этом, в настоящее время явно не хватает данных.

Таким образом, история наземной флоры не дает оснований говорить о некоем “планетарном кризисе”, приуроченном к определенному моменту (или узкому интервалу) времени. Вблизи границы перми и триаса эта история носит в целом “плавный” характер, и в ней невозможно усмотреть глобальный кризис как повсеместно выявляемый кратковременный интервал неустойчивости, разделяющий два длительно существующих и более стабильных состояния. События, спровоци-

ровавшие пермо-триасовый кризис морской фауны (в чем бы они ни заключались), по-видимому, не отразились на наземной флоре или отразились весьма опосредованно.

Работа выполнена при содействии программы государственной поддержки исследований научных школ Российской Федерации (грант НШ-1615.2003.5), а также программы № 6 Фундаментальных исследований РАН “Факторы эволюции биосферы на глобальных кризисных рубежах фанерозоя в их сравнительном аспекте”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С. Массовые вымирания в фанерозое. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1998. 76 с.
- Афонин С.А. Недубровский палинологический комплекс из пограничных отложений перми и триаса Московской синеклизы. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М.: ПИН РАН, 2003. 24 с.
- Бетехтина О.А., Могучева Н.К., Батяева С.К., Кушнарев М.П. Граница перми и триаса в стратотипе мальцевской свиты Кузбасса // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 31–38.
- Биостратиграфия континентального триаса Южного Приуралья. М.: Наука, 1995. 205 с.
- Вахрамеев В.А. Мезозойские флоры южного полушария и их соотношение с флорами северных континентов // Палеонтол. журнал. 1972. № 3. С. 164–161.
- Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С. В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 426 с.
- Гоманьков А.В. Новые позднепермские (татарские) лепидофиты Ангарида // Сборник памяти Всеволода Андреевича Вахрамеева. М.: ГЕОС, 2002а. С. 218–231.
- Гоманьков А.В. Флора и стратиграфия татарского яруса Восточно-Европейской платформы. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2002б. 48 с.
- Гоманьков А.В. Происхождение хвойных: современное состояние проблемы по палеоботаническим данным // Ботанические исследования в азиатской России. Материалы XI съезда Русского ботанического общества (18–22 августа 2003 г., Новосибирск–Барнаул). Т. 1. Барнаул: АзБука, 2003. С. 245–246.
- Гоманьков А.В., Мейен С.В. Татаринская флора (состав и распространение в поздней перми Евразии). М.: Наука, 1986. 174 с.
- Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М.: ГЕОС, 1998. 245 с.
- Долуденко М.П. Позднеюрские флоры Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1984. 112 с.
- Добрускина И.А. Сопоставление раннетриасовых флороносных толщ Сибири и Китая // Пермьтриасовые события в развитии органического мира Северо-Восточной Азии. Сборник научных трудов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 24–32.
- Дуранте М.В. Положение основных геохронологических рубежей во флороносных отложениях верхнего палеозоя Кузбасса // Кузбасс – ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангарида. Т. 1. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1996. С. 23–35.

- Журавлев А.Ю. Количественная палеонтология: кривое разнообразие // Природа. 2002. № 9. С. 51–56.
- Криштофович А.Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы // Материалы по истории флоры и растительности СССР. Вып. 2. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 21–85.
- Мейен С.В. Сравнительно-исторический анализ каменноугольных и пермских флор Евразии. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1969. 50 с.
- Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 403 с.
- Мейен С.В. Методы палеофлористических исследований и проблемы флорогенеза // Современная палеонтология. Методы, направления, проблемы, практическое приложение. Справочное пособие. Т. 2. М.: Недра, 1988. С. 31–44.
- Мейен С.В. Теоретические проблемы палеоботаники. М.: Наука, 1990, 287 с.
- Мейен С.В. Эволюция и систематика высших растений по данным палеоботаники. М.: Наука, 1992. 174 с.
- Могучева Н.К. Граница перми и триаса в Тунгусской синеклизе // Границы крупных подразделений фанерозоя Сибири. Сборник научных трудов. Новосибирск: СНИИГГиМС. 1982. С. 115–120.
- Могучева Н.К., Добрускина И.А. Хвойные пестрого песчаника в корвунчанской флоре // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 72–77.
- Обоничкая Е.К. Роль спорово-пыльцевого анализа при расчленении вулканогенных отложений и возможные ошибки в датировке комплексов (в связи с переотложением) на примере Тунгусского бассейна // Палинология мезофита. Тр. III Международн. палинологической конференции. М.: Наука, 1973. С. 179–181.
- Обоничкая Е.К. Спорово-пыльцевые комплексы вулканогенных отложений центральной части Тунгусской синеклизы // Материалы по стратиграфии и палеогеографии Тунгусского угленосного бассейна. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1974. С. 160–165.
- Садовников Г.Н. Переход от палеофита к мезофиту в северной и центральной Азии. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ПИН РАН, 1997. 25 с.
- Сивчиков Е.В. Эволюция растительности как отражение динамики ландшафтов (на примере позднепермских–раннетриасовых флор Ангарида) // IV Всероссийская конференция “Палеонтология и стратиграфия перми и триаса северной Евразии”, посвященная 50-летию начала раскопок Очерского местонахождения пермских тетрапод. Москва, ПИН РАН, 4–5 апреля 2002 г. Автореф. докл. М.: ПИН РАН, 2002. С. 89–90.
- Снигиревская Н.С. Еще раз о статусе рода *Pleuromeia Corda* // Вопросы палеофлористики и стратиграфии. Л.: Наука, 1989. С. 74–88.
- Ярошенко О.П. Комплексы мнеспор и возраст туфогенно-осадочных отложений Тунгусского бассейна // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. Вып. 2. М.: ГИН АН СССР, 1990. С. 44–84.
- Archangelsky S. Aspects of Gondwana paleobotany: gymnosperms of the Paleozoic-Mesozoic transition // Rev. Palaeobot. and Palynolog. 1996. V. 90. P. 287–302.
- Cheng Zheng-Wu, Lucas S.G. A possible nonmarine GSSP for the Permian-Triassic boundary // Albertiana. 1993. № 12. P. 20–44.
- Dobruskina I.A. Triassic floras of Eurasia. Wien–New York: Springer Verlag, 1994. 422 p.
- Durante M.V. Angara Upper Permian flora of the Nanshan section (North China). Stockholm, 1992. 67 p.
- Gao Zhifeng, Thomas B.A. A review of fossil cycad megasporophylls, with new evidence of *Crossozamia* Pomel and its associated leaves from the Lower Permian of Taiyuan, China // Rev. of Palaeobot. and Palynolog. 1989. V. 60. № 3–4. P. 205–223.
- Gomankov A.V. The interregional correlation of the Tatarian and the problem of the Permian upper boundary // International Geology Review. 1992. V. 34. № 10. P. 1015–1020.
- Grauvogel-Stamm L. La flore du grès à Voltzia (Buntsandstein supérieur) des Vosges du Nord (France). Morphologie, anatomie, interpretation phylogéétique et paléogéographique // Mém. Univ. L. Pasteur de Strasbourg, Inst. de Géol. 1978. № 50. P. 1–225.
- Li Xingxue, Wu Xiuyuan. Late phytogeographic provinces in China and its adjacent regions // Rev. Palaeobot. and Palynolog. 1996. V. 90. № 1–2. P. 41–62.
- Lozovsky V.R., Krassilov V.A., Afonin S.A. et al. Transitional Permian-Triassic deposits in European Russia, and non-marine correlations // Natura Bresciana. Ann. Mus. Civ. Sci. Nat. Brescia. 2001. Monografia № 25. P. 301–310.
- Mader D. Palaeoecology of the flora in Buntsandstein and Keuper in the Triassic of Middle Europe. Volume 1. Buntsandstein. Stuttgart–New York: Gustav Fischer Verlag, 1990. 936 p.
- Mader D. Evolution of palaeoecology and palaeoenvironment of Permian and Triassic fluvial basins in Europe. Stuttgart–New York: Gustav Fischer Verlag, 1992. 1340 p.
- Meyen S.V. Some true and alleged Permian conifers of Siberia and the Russian platform and their alliance // Palaeobotanist. 1981. V. 28/29. P. 161–176.
- Meyen S.V. Permian conifers of Western Angaraland // Rev. of Palaeobot. and Palynolog. 1997. V. 96/97 № 3–4. P. 351–447.
- Permian and Triassic strata and fossil assemblages in the Dalongkou area of Jimsar, Xinjiang. Beijing: Geol. Publ. House, 1986. 262 p.
- Plumstead E.P. The Late Palaeozoic Glossopteris flora / Ed. Hallam A. Atlas of palaeobiogeography. Amsterdam–London–New York: Elsevier Scientific Publishing Company, 1973. P. 187–205.
- Retallack G. Late Carboniferous to Middle Triassic megafossil floras from the Sydney Basin // Bul. New South Wales Geol. Surv. 1980. V. 26. P. 384–430.
- Wang Ziqiang. Paleovegetation and plate tectonics: palaeophytogeography of North China during Permian and Triassic times // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1985. V. 49. P. 25–45.
- Wang Ziqiang. Past global floristic changes: The Permian great Eurasian floral interchange // Palaeontology. 1996. V. 39. Pt. 1. P. 189–217.
- Yao Zhaoqi, Ouyang Shu. On the paleophyte–mesophyte boundary. Paper for the 5th International Palynological Conference. Nanjing Inst. Geol. and Palaeontol. Acad. Sinica. Nanjing. 1980. 9 p.
- Ziegler A.M., Hulver M.L., Rowley D.B. Permian world topography and climate / Ed. Martini I.P. Late glacial and post-glacial environmental changes – Quaternary, Carboniferous–Permian and Proterozoic. New York–Oxford. Oxford University Press. P. 111–146.

Рецензенты М.А. Ахметьев, А.Л. Юрина

УДК 581.793:551.791(47)

ОЛЕДЕНЕНИЯ И МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В РАННЕМ И СРЕДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

© 2005 г. А. А. Величко, В. В. Писарева, М. А. Фаустова

Институт географии АН РАН, Москва

Поступила в ред. 18.11. 2003 г., получена после доработки 24.02. 2004 г.

Существующие данные об изменении природной среды и хронологии палеогеографических событий в раннем и среднем плейстоцене, в том числе полученные авторами, свидетельствуют о распространении в раннем плейстоцене в пределах Восточно-Европейской равнины четырех оледенений – ликовского, сетуньского, донского, окского и трех межледниковий – акуловского, окатовского, мучкапского. Из них наиболее позднее – мучкапское межледниковье имело не менее двух оптимумов. В среднем плейстоцене выделяются лихвинское и более молодое каменское межледниковье, а также два самостоятельных оледенения – печорское и днепровское с московской стадией. Рассмотрены возможные варианты корреляции ледниковых и межледниковых интервалов в пределах наиболее крупных регионов Восточной и Центральной Европы.

Ключевые слова. Плейстоцен, Восточно-Европейская равнина, материковые оледенения, межледниковья, интерстадиалы, корреляция.

ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Европейская равнина является одним из немногих регионов на Земле, где распространение четвертичных материковых ледниковых покровов получило наиболее полное развитие. Уже в 30-е годы XX столетия здесь сформировалось представление о трех крупнейших оледенениях: окском, днепровском и валдайском, покрывавших значительную часть территории Европейской России и сопоставлявшихся с минделем, риссом и вюрмом альпийской шкалы. Накопленный с тех пор обширный новый материал послужил основой для радикального пересмотра взглядов о количестве оледенений и общей периодизации событий в четвертичном периоде.

Первые существенные похолодания, установленные на основе наземных и морских био- и литостратиграфических данных, фиксируются еще в плиоцене, в интервале 2.4–1.8 млн. лет назад (Гричук, 1959, 1981; Frenzel, 1968) и даже 2.8 млн. лет назад (Lourens, Hilgen, 1997). Однако среди осадков этого интервала собственно моренных отложений до сих пор не выявлено. Крупнейшие материковые оледенения в пределах последнего миллиона лет, охватившие Восточно-Европейскую часть России, получили распространение в течение палеомагнитной эпохи (ПМ) Брюнес, а, возможно, конца ПМ Матуяма и связаны с тираспольским этапом развития фауны – кромерским западноевропейских хроностратиграфических схем. Однако еще в 60-е годы прошлого столетия

древнейшим оледенением Восточно-Европейской равнины все еще считалось окское, сопоставляемое в современных схемах с эльстерским оледенением Центральной Европы. Только во второй половине XX века в России появились фактические данные, свидетельствующие о том, что ему предшествовало развитие еще нескольких оледенений, относящихся к началу плейстоцена.

ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КОМПОНЕНТЫ РАННЕГО И СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

Ранний плейстоцен

Морена самого древнего оледенения выделена геологами объединения “Центргеология” (Маудина и др., 1985) в 80-е годы по нескольким скважинам в Подмосковном регионе у г. Одинцово (д. Акулово) и названа **ликовской** по р. Ликова (таблица). Она была сопоставлена с гляциалом А голландского кромера (Шик, 1993). Морена представлена черными или зеленовато-темно-серыми суглинками с мелкой галькой и обильным гравием кремней и известняков, а также единичной галькой пироксенита и розового мелкозернистого лейкократового гранита (определения М.И. Маудиной). Для минерального состава характерна дистен-эпидот-гранат-ставролитовая ассоциация с преобладанием среди непрозрачных минералов пирита. Хроностратиграфическое положение это-

го горизонта морены определяется его залеганием под древнейшими межледниковыми отложениями плейстоцена, получившими название акуловских. Отчетливых следов палеокриогенеза для отложений этого холодного этапа пока неизвестно.

Акуловское межледниковье установлено по результатам исследования скважин у д. Акулово (Маудина и др., 1985; Писарева, 1997). Возможно, ему соответствуют отложения у д. Карамышево, в 14 км к юго-востоку от пос. Серебряные Пруды на юге Московской области (Валуева и др., 1983), а также у д. Красиково в районе г. Кимры, на юго-востоке Тверской области (материалы И.П. Бирюкова, палинологические исследования А.А. Данилиной). Это межледниковье охарактеризовано флорой, в которой содержится свыше 30% экзотов и более 11% вымерших видов. Среди последних в акуловском разрезе Ф.Ю. Величkevичем (1985) определены *Aracites cf. interglacialis* Nikit., *A. cf. jonstrupii* (Hartz) Nikit., *Azolla interglacialis* Nikit. и др., а в одновозрастной флоре Карамышево, по данным П.И. Дорофеева, установлены – *Nuphar cf. ovata* Dorof., *N. cf. macrosperma* Wielicz., *Potamogeton cf. manschuriensis* A. Benn. и др. Уникальной находкой в акуловской коллекции макроостатков из скважин у д. Акулово Ф.Ю. Величkevич считает *Pinus sec. Strobilus*, которая была ранее встречена им в составе неогеновых комплексов. Количество пыльцы сосны этой секции в отдельных образцах достигает 5%, что не отмечено ни для одного более молодого межледниковья. Из других хвойных часто присутствуют *Pinus s/g Harpoxylon* и в их числе *Pinus sec. Cembra* (до 20% и выше), а также *Abies cf. alba*, Mill., *Larix sp.* Единичны находки *Pinus sec. Mirabilis* An. (вид, близкий по морфологии к *Pinus peuce* Macko), *Picea sec. Omorica*, *Tsuga sp.* и *Taxus sp.*

Особым богатством отличается флора климатического оптимума акуловского межледниковья (рис. 1). Здесь среди пыльцы широколиственных пород, достигающих в оптимуме 35–50%, определены дуб, вяз, липа, граб, каркас, дзельква, бук, лапина, орех, каштан, шелковица, эвкоммия, виноград, хмелеграб, восковниковые, бирючина. В наземном покрове хвойно-широколиственных лесов произрастали разнообразные папоротники: *Polystichum lobatum* (L.) Roth, *Onoclea sp.*, *Adiantum sp.*, *Osmunda cinamomea* L., *Osmunda cf. claytoniana* L., *Osmunda cf. regalis* L. Исходя из палеоботанических данных, акуловское межледниковье можно рассматривать как наиболее древнее в рамках плейстоцена (таблица), не исключая его принадлежность к эоплейстоцену (Маудина и др., 1985; Величkevич, 1985; Писарева, 1997).

С похолоданием, наступившим после акуловского межледниковья, очевидно, связано продвижение на территорию Восточно-Европейской равнины льдов **сетуньского** оледенения (по р. Се-

тунь в Московской области), морена которого известна в Подмоскowie и Смоленской области (Рославльский страторайон). Морена прослеживается из Московского региона до северной окраины Тульской области, где ее мощность изменяется соответственно от 10 до 0.5–1 м (Шик, 1993). В скважинах у д. Акулово, где сетуньская морена перекрывает озерно-болотные осадки акуловского межледниковья, она представлена массивными буровато- и зеленовато-темно-серыми суглинками, иногда супесями с почти равным содержанием обломков осадочных и изверженных пород, в том числе ладожских рапакиви, шокшинских песчаников и биотитовых гнейсов (определения делались М.И. Маудиной совместно с А.И. Гайгаласом). Для морены, согласно данным Л.Т. Семененко, характерна амфибол-эпидот-гранат-цирконовая ассоциация минералов тяжелой фракции (материалы ПГО Центргеологии). В Рославльском страторайоне морена выстилает днище ложбины ледникового выпайивания, где ее мощность составляет в среднем 5–10 м, иногда достигает 40 м (Шик и др., 1998; Шик, Козлов, 2002). Она представлена здесь серыми песчанистыми суглинками с гравием и галькой преимущественно местных пород, содержит отторженцы пород мезозоя и палеозоя. По находкам скандинавского обломочного материала в основании четвертичной толщи в переуглублениях древнего рельефа можно предполагать, что льды сетуньского оледенения, возможно, продвигались и южнее, в бассейн Дона (Шик, 1993).

Наступившее затем межледниковье – **окатовское**, выделено на основании палеоботанического изучения межледниковых отложений, описанных в Западном Подмоскowie – у д. Окатово, в 4.0 км восточнее ст. Внуково (Фурсикова и др., 1992). Судя по палеоботаническим данным, окатовская флора беднее акуловской. В ней не отмечены *Pinus sec. Mirabilis* An. и *Tsuga sp.*, реже встречаются *Pinus sec. Cembra* и *Pinus sec. Strobilus*, а содержание теплоумеренных пород – лапины, каштана, кизила незначительно и связано лишь со второй половиной климатического оптимума, во время которого на территории Западного Подмоскovia распространялись полидоминантные широколиственные леса (Фурсикова и др., 1992; Писарева, 1997). Аналогичные по составу флоры отложения вскрыты скважинами близ ст. Сходня, у д. Дубровка и в бассейне Средней Оки – у г. Алексин (Шик, 1993). В целом окатовская флора по своему составу наиболее близка флорам разрезов Корчево в Белоруссии (Фурсикова и др., 1992) и Моисеево в бассейне Дона, изученным П.И. Дорофеевым (Красненков и др., 1984).

Следующий крупнейший ледниковый этап в раннем плейстоцене связан с развитием максимального на Восточно-Европейской равнине – **донского** оледенения (рис. 2). Важнейшим аргументом в пользу его раннеплейстоценового воз-

Межрегиональная корреляция палеогеографических событий раннего и среднего плейстоцена Центральной и Восточной Европы

Германия		Польша	Прибалтика	Беларусь		Европейская часть России								Климато-хронологические подразделения для Восточной Европы		
						Центральный район		Транзитная зона (оледенение/ перигляциал)		Северный регион		Северо-восточный регион				
Заальское оледенение	Варта стадия	Варта стадия	Мядининское (Курземское, Верхнеугандское оледенение	Днепровское оледенение	Сожская стадия	Днепровская ледниковая эпоха	Московская стадия	Днепровская ледниковая эпоха	Московская стадия (лёсс)	Бабушкинское оледенение	Позднебабушкинская стадия	Вычегодское оледенение	Средний плейстоцен	Днепровское оледенение	Московская стадия	
	Интерстадиал Шенинген	Любавский интерстадиал			Горицкий интерстадиал		Костромской интерстадиал		Интерстадиал (Курская почва)		Костромской нтерстадиал				Интерстадиал	
	Дренте стадия	Одра стадия			Днепровская стадия		Ледниковая фаза		Днепровская стадия (лёсс)		Раннебабушкинская стадия				Днепровская стадия	
		Интерстадиал					Интерстадиал (Роменская почва)		Потепление (Роменская почва)						Потепление	
		Стадия Кржна (Lindner, Marks, 1999)					Ледниковая фаза		Похолодание (Орчикский лёсс)						Похолодание	
	Демнитц (Вакен) межледниковье	Збожнянское межледниковье	Снайгупельское межледниковье	Гродненское межледниковье	Межледниковье (Чекалинская почва)	Межледниковье (Каменский почвенный комплекс)	Горкинское межледниковье	Родионовское межледниковье	Каменское межледниковье							
	Фуне оледенение	Ливичское похолодание	Жемайтйское (Угандинское) оледенение	Плиссинское оледенение	Калужское похолодание	Похолодание (Борисоглебский лёсс)	Вологодское оледенение	Печорское оледенение	Печорское оледенение							
	Межледниковье Гольштейн	Мазовецкое межледниковье	Бутенайское межледниковье	Александрйское межледниковье	Лихвинское межледниковье	Лихвинское межледниковье (Инжавинский почвенный комплекс)	Лихвинское межледниковье	Чирвинское межледниковье	Лихвинское межледниковье							

Таблица. Окончание

Германия	Польша	Прибалтика	Беларусь	Европейская часть России				Климато-хронологические подразделения для Восточной Европы	
				Центральный район	Транзитная зона (оледенение/ перигляциал)	Северный регион	Северо-восточный регион		
Оледенение Эльстер	Оледенение Сан-2	Дайнавское оледенение	Березинское оледенение	Окское оледенение	Оледенение (Коростелёвский лёсс)	Пичугское оледенение	Помусовское оледенение	Ранний плейстоцен	Окское оледенение
Кромерский комплекс	Межледниковье Фердинандув	Тургияйское межледниковье	Беловежское межледниковье	Мучапское межледниковье	Межледниковье (Воронский почвенный комплекс)	Свирское межледниковье	Вишерское межледниковье		Мучапское межледниковье
	Оледенение Сан-1	Дзуклийское оледенение	Ясельдинское оледенение	Донское оледенение	Оледенение (Донской лёссовый комплекс)		Березовское оледенение		Донское оледенение
	Малопольское межледниковье	Межледниковье Бине	Корчевское межледниковье	Окатовское межледниковье	Межледниковье (Ржаксинский почвенный комплекс)	Пайское межледниковье			Окатовское межледниковье
	Оледенение Нида (?)	Оледенение Нальше		Сетуньское оледенение	Оледенение (Бобровский лёсс)	Прионежское оледенение			Сетуньское оледенение
	Августовское (Подляское) межледниковье			Акуловское межледниковье	Межледниковье (Балашовский почвенный комплекс)	Потепление (Грязовецкие слои)			Акуловское межледниковье
	Наревское оледенение		Наревское оледенение ?	Ликовское оледенение	Лёсс			Эоплейстоцен	Ликовское оледенение

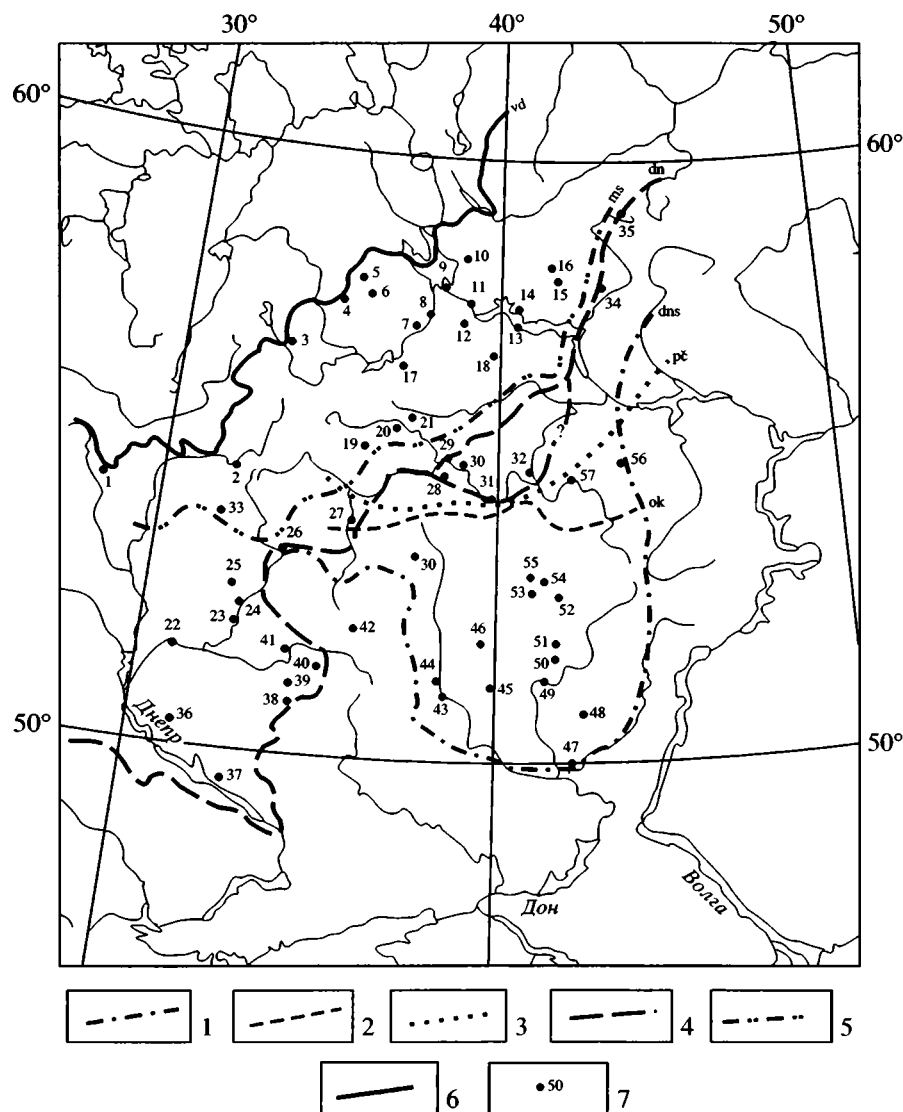


Рис. 2. Карта распространения плейстоценовых ледниковых покровов на территории Восточно-Европейской равнины. М-б: 1:15000000 (в 1 см 150 км).

1 – граница донского (dns) оледенения; 2 – предполагаемая граница окского (ок) оледенения; 3 – предполагаемая граница распространения печорского (рс) оледенения; 4 – граница днепровского (dn) оледенения; 5 – граница московской (ms) стадии днепровского оледенения; 6 – граница валдайского (vd) оледенения; 7 – опорные разрезы: 1 – Нелидовичи, 2 – Верхние Немыкары, 3 – Манухино, 4 – Сосновка, 5 – Борок, 6 – Топориха, 7 – Алхимково, 8 – Верхние Плоски, Алтыново, 9 – Рыбинск, 10 – Яковлевское, 11 – Тутаев, 12 – Черемошник, 13 – Плес, 14 – Захарьино, 15 – Челсма, 16 – Горки, 17 – Дмитров, 18 – Бибирево, 19 – Боровск, 20 – Акулово, Окатово, 21 – Балашиха, 22 – Новоселки, 23 – Араповичи, 24 – Пушкарки, 25 – Погар, 26 – Брянск, 27 – Чекалин, 28 – Зарайск, 29 – Голутвин, 30 – Алпатьево, 31 – Троица, Фатьяновка, 32 – Елатьма, Касимов, 33 – Рославль, Конаховка, Малаховка, Сергеевка, 34 – Пепелово, 35 – Аниог, 36 – Прилуки, 37 – Остапье, Гуньки, Градижск, 38 – Гадяч, 39 – Игоревка, 40 – Марково, 41 – Баничи, 42 – Железнодорожск, 43 – Урыв, 44 – Богдановка, 45 – Клепки, 46 – Польное Лапино, 47 – Михайловка, 48 – Нижне-Долговский, 49 – Новохоперск, 50 – Борисоглебск, 51 – Мучкап, Коростелево, Большая Ржакса, Перевоз, Посевкино, 52 – Инжавино, 53 – Котовск, 54 – Рассказово, 55 – Тамбов, 56 – Лукьянов, 57 – Нароватово.

раста послужили палеонтологические данные. Как известно, до конца 70-х годов XX столетия максимальным на Восточно-Европейской равнине считалось среднеплейстоценовое, днепровское оледенение. Однако детальное изучение и комплексный анализ соотношений ледниковых отложений двух наиболее крупных ледниковых лопа-

стей (днепровской и донской) с лессово-почвенной перигляциальной формацией (Возраст и распространение..., 1980) показал, что они имеют различный возраст. В отличие от ледникового комплекса днепровской лопасти, сформированного максимальным среднеплейстоценовым оледенением, донская морена имеет более древний –

раннеплейстоценовый возраст, что однозначно доказывают палеонтологические данные, полученные при изучении грызунов, обнаруженных в многочисленных разрезах бассейна Дона выше и ниже донской морены (Величко и др., 1977; Возраст и распространение..., 1980; Иосифова и др., 1982; Маркова, 1982; Агаджанян, 1986; Красненков и др., 1997). Так, в разрезах Богдановка, Моисеево-2 и 3, Коростелево-1, Урыв-4 в отложениях, непосредственно подстилающих донскую морену, обнаружена развитая тираспольская фауна мелких млекопитающих с холодолюбивыми видами, состоящими из *Miomys* и представителей группы *Pitymys-Microtus* (Агаджанян, 1992; Маркова, 1992). Выше морены в мучкапских отложениях установлена позднетираспольская фауна с преобладающей группой *Lemmus* в сочетании с *Miomys*, *Pitymys*, *M. oeconomus* и др. (Возраст и распространение..., 1980; Иосифова и др., 1982; Красненков и др., 1997). Такая же фауна найдена в одновозрастных рославльских отложениях бассейна Днепра, в окрестностях г. Рославля, у д. Коныховка, Смородинка, пос. Подруднянский и д. Сергеевка (Бирюков и др., 1992; Шик и др., 1998). Описанные сообщества хорошо сопоставляются с фаунами тираспольского (кромерского) возраста Молдавии, Чехословакии, Венгрии и Франции (Александрова, 1982; Агаджанян, 1986).

Позиция донской морены по отношению к границе Брюнес – Матуяма и горизонтам ископаемых почв и лессов позволяет сопоставить основные фазы двух нижнеплейстоценовых почвенных комплексов (ПК), залегающих ниже этой морены, – ржаксинского и балашовского, соответственно, с окатовским и акуловским межледниковьями. Результаты палеомагнитных определений, совмещенные с хроностратиграфическими и палеопедологическими исследованиями опорных разрезов Стрелица и Серебряково–Михайловка, показали, что донская морена относится к эпохе Брюнес, как и два нижележащих горизонта ржаксинский ПК и бобровский лёсс, а граница эпох Брюнес – Матуяма проходит в кровле балашовской почвы (Величко и др., 2002). Согласно данным Т.Д. Морозовой (1992), межледниковая почва ржаксинского уровня была близка к почвам прерий, а балашовского – к почвам влажных субтропиков. В балашовской почве обнаружена фауна с преобладанием сусликов рода *Citellus*, которую исследователи относят к самым низам эпохи Брюнес (Агаджанян, 1992; Красненков и др., 1997) или к заключительной фазе эпохи Матуяма (Маркова, 1982). На древность троической фауны указывает присутствие *Prolagus rannonicus* Korm. и обилие кустарниковых полевок *Pitymys hintoni* Kretzoi (Агаджанян, 1992). Южная граница донского оледенения определенно фиксируется в восточной половине Восточно-Европейской равнины. К западу от Среднерусской возвышенности присутст-

вие донской (дзукийской) морены лучше всего обосновано в Литве (Гайгалас, 1979; Каталог стратотипов..., 1993). Морена залегает здесь в ложбинах ледникового выпахивания и в ряде разрезов (Кудре-915, Вайтекунай-914, Жидини-П и др.), перекрыта отложениями тургяльского межледниковья, сопоставляемого с мучкапским (Кондратене, 1996). В северных районах, в пределах Онежско-Ладожского перешейка, на Вепсовской и Вологодской возвышенностях донская морена отмечена в глубоких долинах (История озер..., 1998). Распространение донской морены установлено и южнее – в Брянской, Смоленской (Шик, Козлов, 2002), Тверской и Ивановской (Писарева и др., 1998) областях.

Согласно многочисленным исследованиям (Грищенко, 1976; Грибченко, 1980, 1993; Опорные разрезы..., 1984; Фаустова, 1985; Стратиграфия и палеогеография..., 1992; Красненков и др., 1997; Рунков и др., 1993; Николаев и др., 2003), ледниковый комплекс мощностью от 3–5 до 15–20 м и более представлен в бассейне Дона тремя слоями коричневатого-бурого (с различной интенсивностью окраски) глинисто-алевритового моренного суглинка, отличающимися по составу и ориентировке обломочного материала.

В Московском регионе (Одинцово) основная масса крупных обломков представлена осадочными местными породами (известняками и доломитами верхнего карбона). Присутствуют много обломков сидерита. Эрратический материал состоит в основном из серых гранитов, метаморфических пород и кварцитовидных песчаников. Красные граниты, особенно рапакиви, очень выветрелые и сосредоточены в основном в мелкой фракции. Представляют большой интерес находки обломков черного доломита, черного кварцита, кварцевого гравелита, происходящих, по всей видимости, из терригенного верхнего девона Тимана (материалы М.И. Маудиной, ПГО “Центргеология”).

По сравнению с более молодыми моренами, подавляющую часть минералогического спектра мелкозема донской морены в бассейнах Оки и Дона составляют минералы местных питающих провинций, а экзотические – роговая обманка, пироксены, биотит обычно не превышают в сумме 6–10%. Больше всего обломков местных пород (до 93%) содержится в нижнем слое морены (Красненков и др., 1997). В среднем и, особенно, верхнем (красно-буром) слоях содержится многочисленная галька и гравий изверженных пород (Глушков, 2001), в том числе гранитов и порфиров, а в составе гранитов, согласно определениям А.И. Гайгаласа, присутствуют ладожские рапакиви.

По соотношениям основных групп кристаллических пород отложения донского ледникового комплекса отличаются от более молодых морен, распространенных в центральных и северо-западных регионах. Здесь отсутствуют основные руко-

водящие породы, выделенные ранее В.Н. Чирвинским (Яковлев, 1939), А.С. Яковлевым (1956), А.И. Гайгаласом (1979) для средне- и позднеплейстоценовых морен. Кроме того, во многих разрезах четко выражена юго-западная ориентировка обломков (Грищенко, 1976; Фаустова, 1981, 1985 и др.), что позволяет предполагать возможность северо-восточного положения центра донского оледенения (Грибченко, 1980; Оледенения среднего плейстоцена..., 2001). Однако полностью исключить влияние Фенно-Скандинавского центра пока, по-видимому, не представляется возможным, учитывая что дзуккийская морена Прибалтики, сопоставляемая с донской, содержит обломки кристаллических пород из южной Финляндии и характеризуется меридиональной ориентировкой обломочных включений (Гайгалас, 1979). Характерной особенностью донской морены является присутствие в ней многочисленных отторженцев более древних межледниковых отложений (разрезы Подмосковья, Ивановского Поволжья, Верхнего Днепра).

Рельефообразующая роль донского ледникового покрова наиболее ярко проявилась в создании многочисленных ложбин ледникового выпахивания. Заполнение их происходило во время последующего сложного мучкапского межледниковья. Таким образом, новые результаты привели к коренному изменению представлений о хроностратиграфии и палеогеографии раннего и среднего плейстоцена Восточно-Европейской равнины, подтвердив разновозрастность ледниковых покровов, распространявшихся на юг, в бассейны Днепра и Дона, и разновозрастность морен, сформированных этими покровами.

Мучкапское (рославльское) межледниковье, к которому относятся озерно-болотные отложения, залегающие непосредственно на донской морене, выделено на основании находок позднеэоценовой фауны грызунов в разрезах бассейна Дона (пос. Мучкапский, Вольная Вершина, Короток-4, Коростелево, Кузнецовка) и Днепра (в окрестностях г. Рославль, у деревень Конаховка, Смородинка, пос. Подруднянский, д. Сергеевка и др.; Агаджанян, 1986; Агаджанян и др., 1988) и палеоботанических данных (Бирюков и др., 1992).

Исследование спор, пыльцы и макроостатков из фаунистически охарактеризованных мучкапских (рославльских) отложений, вскрытых у д. Конаховка близ г. Рославль и д. Сергеевка, позволило выявить в ископаемой флоре ряд таксонов, свидетельствующих о ее раннеплейстоценовом возрасте: *Ligustrina amurensis* Rupr., *Pterocarya* sp., *Juglans* sp., *Carya* sp., *Ilex* sp., *Fagus* sp., *Tilia* cf. *amurensis* Rupr., *Woodsia* cf. *manshuriensis* Hook. и др. (Писарева, 1997). Подобная реликтовая флора была обнаружена Т.Б. Рыловой (Богомолова и др., 1985) в однообразных отложениях шкловского (беловежского) межледниковья Белоруссии.

Определенную ясность в вопрос о соотношении рославльских и более молодых лихвинских (голыштейнских) флор вносят также данные, свидетельствующие о залегании рославльских осадков стратиграфически ниже отложений лихвинского межледниковья в разрезах у г. Рославль, у деревень Конаховка и Малаховка Смоленской области (Бирюков и др., 1992; Писарева, 1997).

В перигляциальных районах в лёссово-почвенной серии мучкапскому межледниковью соответствует сложный воронский педокомплекс, подстилаемый донской мореной и детально охарактеризованный в ряде опорных разрезов лёссово-почвенных серий Дона и Днепра. Воронский полигенетический педокомплекс в центральных районах Восточно-Европейской равнины (разрезы Стрелица, Коростелево и др.) представлен по крайней мере двумя стадиями. Во время ранней стадии почвообразования почвенный покров, согласно Т.Д. Морозовой (Величко и др., 1992, 1997), составляли черноземовидные, прерийные и луговые почвы. В заключительную стадию преобладала контрастная комбинация черноземовидных и бурых, а в более южных районах – красно-бурых почв.

Мучкапское межледниковье имело сложную последовательность ландшафтно-климатических изменений (рис. 1). В нем выявляется по крайней мере три фазы потепления (оптимума). В частности, наиболее выраженный глазовский, а также конаховский оптимумы охарактеризованы в единой толще отложений в разрезах рославльского страторайона в бассейне Верхнего Днепра, у д. Конаховка (Бирюков и др., 1992), Дона (Красненков и др., 1997) и близ Москвы у д. Акулово (Писарева, 1997).

Во время первого, глазовского оптимума мучкапского межледниковья (рис. 3, А) устанавливаются следующие растительные зоны: I – степь; II – лесостепь, в которой, наряду с открытыми участками, занятыми разнотравно-ковыльными ассоциациями и ксерофильными полукустарничками, существовали островные дубравы, дубово-липовые и ильмовые леса богатого видового состава; III – полидоминантные широколиственные и хвойно-широколиственные леса с преобладанием различных видов дуба, с участием вяза, липы, режы – граба, клена, ясеня, а в центральных районах – лапины, ореха, гикори с подлеском из бирючины, кизила, дикого винограда, восковниковых; на северо-востоке среди широколиственных пород доминировал вяз. Широколиственные леса продвигались к северу примерно до 59° и к югу до 51° с.ш.; IV – олигодоминантные смешанные леса с примесью широколиственных пород – дуба, вяза, липы; V – хвойные и лиственные леса, на севере – в основном, состоящие из березы. Во втором, конаховском оптимуме в Верхнем Поднепровье распространялись дубово-грабовые, а в Подмос-

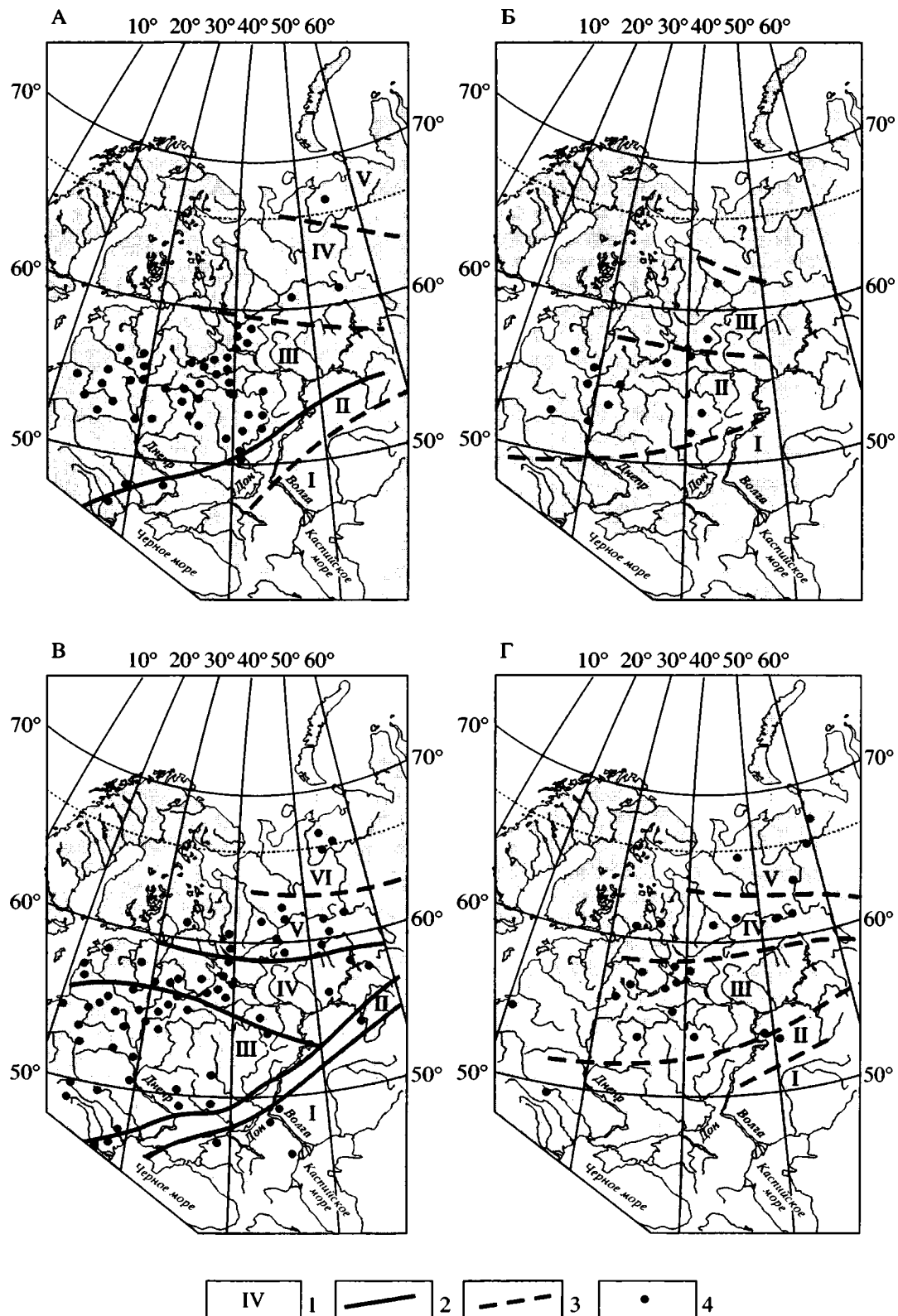


Рис. 3. Схематические карты реконструкции растительности фаз климатических оптимумов межледниковий раннего и среднего плейстоцена. М-6: 1:40000000 (в 1 см 400 км).

А – глазовский оптимум мучапского межледниковья, Б – конаховский, В – лихвинское межледниковье, Г – каменское межледниковье. 1 – растительные зоны; 2 – установленные границы растительных зон; 3 – предполагаемые границы растительных зон; 4 – опорные разрезы.

ковье – широколиственно-хвойные леса с участием граба. Для этого оптимума выделяются (рис. 3, Б), согласно имеющимся данным: I – лесостепь и степь в южных районах; II – полидоминантные хвойно-широколиственные леса с дубом, вязом, липой и грабом, в бассейне Верхней Волги – со значительным участием березы (в том числе, *Betula sec. Costatae*); III – сосново-березовые леса с примесью ели и широколиственных пород (дуба, вяза, липы). В интервалах между глазовским и конаховским оптимумами расселялась бореальная растительность с доминирующими в отдельные этапы заболоченными еловыми и елово-сосновыми лесами. На развитие болотистых ландшафтов указывают прослой торфа, которые можно наблюдать во многих разрезах выше отложений глазовского климатического оптимума, обилие в спектрах спор зеленых и сфагновых мхов, а также присутствие среди макроостатков семян типичных болотных растений.

Третий, галичский, оптимум выделен в разрезах Подмосковья (у г. Балашиха, д. Акулово) и Костромского Поволжья (в бассейне р. Челсма). Он характеризуется распространением смешанных лесов с пихтой и грабом (Писарева и др., 1979; Писарева, 1997). Нельзя не отметить некоторое сходство между пыльцевыми спектрами галичского оптимума с таковыми более молодого – лихвинского межледниковья, в связи с чем идет дискуссия о возрасте отложений галичского оптимума. В фазу похолодания между конаховским и галичским оптимумами распространялись разреженные березовые леса. Согласно полученным данным, климатические условия этого времени, хотя и были холодными, но они не привели к возникновению материковых оледенений. В строении отложений, связанных с этим, как и предыдущим похолоданием, не отмечено никаких проявлений мерзлотных процессов.

Мучкапские (рославльские) отложения хорошо коррелируются с отложениями разреза Фердинандув в Польше (Janczyk-Korikowa, 1991), на пыльцевой диаграмме которого выделяется два климатических оптимума. Глазовский оптимум сопоставляется с нижним оптимумом разреза Фердинандув, а конаховский – с более поздним оптимумом этого же разреза. Самый верхний, третий (галичский) оптимум подмосковных и костромских разрезов, охарактеризованный пыльцевой зоной с участием *Abies* – *Carpinus*, по всей вероятности, представлен на диаграммах разрезов Вест-Рантон в Восточной Англии (West, 1980) и Фойгштедт в Тюрингии (Эрд, 1972).

Ранний плейстоцен в соответствии со схемами, принятыми в России, завершает **окское** оледенение, сопоставляемое с эльстерским в Средней Европе. Предполагается, что оно достигало бассейна р. Оки, однако вопрос о его границах

остается дискуссионным, поскольку окские ледниковые отложения часто развиты фрагментарно, будучи уничтожены экзарацией более молодых ледников.

По сравнению с донской мореной, окская, представленная в основном суглинками зеленовато-серых, зеленовато-коричневых тонов, отличается большей долей экзотических компонентов. Судя по ориентировке обломочного материала, льды на Восточно-Европейскую равнину в это время продвигались с севера в меридиональном направлении. В западных районах, в Прибалтике в морене окского (дайнавского) оледенения присутствуют обломки пород с Аландских островов, Средней Швеции и дна Балтийского моря. Наиболее достоверно окская морена выделяется в бассейнах рек Сожа и Десны, где она выходит на поверхность, а также Верхнего Днепра, Верхней Волги и Оки. В бассейне Верхнего Днепра (Смоленская область) стратиграфическое положение окской морены определяется ее залеганием между мучкапскими и лихвинскими отложениями (Бирюков и др., 1992). В минералогическом составе морены в заметном количестве присутствует роговая обманка. Морена в этом регионе содержит примерно в равном количестве обломки осадочных и кристаллических пород (Шик, Козлов, 2002). В бассейне Верхней Волги (Тверская область) стратиграфическая позиция морены определяется ее залеганием под лихвинскими озерными отложениями, выполняющими остаточные западины в морене и связанными с ней постепенным переходом. Согласно исследованиям сотрудников МГУ (Разрезы отложений..., 1977; Проблемы стратиграфии..., 2000), для заполнителя морены характерна ставролит-ильменитовая ассоциация с незначительной примесью роговой обманки, а в петрографическом составе на долю экзотических обломков скандинавского происхождения приходится только около 5%. В Ярославском Поволжье окская морена залегает под озерными осадками с фауной *Dicrostonyx simplicior* Feifer, образуя с ними фациальный переход. На последних лежат в свою очередь лихвинские отложения (разрезы Яковлевское, Черменино, окрестности г. Рыбинска). В минералогическом составе морены здесь увеличивается содержание роговой обманки до 45-60%, а для петрографического состава, по сравнению с донской мореной, характерно присутствие обломков изверженных и метаморфических пород, отмечены также нефелиновые сиениты Кольского полуострова, эффузивы онежского типа и глинисто-амфиболовые сланцы Онежской губы (Шик, Бирюков, 2001). В районе Кубенского озера мощность морены возрастает до 50–70 м, а в составе обломков преобладают изверженные и метаморфические породы, развитые в пределах Балтийского щита: граниты, габбро, пегматиты, шокшинские квар-

циты (Гей и др., 2000). Связь окской морены со Скандинавской питающей провинцией проявляется и в Мордовии, что подтверждается ориентировкой обломков и минералого-петрографическим составом валунных суглинков, в котором отмечена галька иотнийских и шокшинских песчаников и гранат-рогообманковая ассоциация минералов (Рунков и др., 1993).

В бассейне Верхней Оки окская морена более тесно связана с местными питающими провинциями. Для ее состава показательна большая глинистость, высокая концентрация местных минералов – глауконита и ильменита (Судакова, 1990). В коррелятных окской морене озерноледниковых, водноледниковых осадках обнаружена лемминговая фауна грызунов (Агаджанян, Глушанкова, 1987). В составе арктических сообществ в разрезе у г. Чекалин на р. Оке стратиграфически ниже лихвинских отложений присутствует фауна с *Dicrostonyx simplicior okaensis* Alex. (Александрова, 1982; Вангенгейм и др., 2001).

Вопросы соответствия горизонтов нижнего плейстоцена Восточно-Европейской равнины западно-европейским аналогам нельзя считать решенными. В целом значительная часть нижнего плейстоцена Восточно-Европейской России соответствует сложному кромескому комплексу западно-европейских схем (таблица). Аналогами горизонтов, выделяемых на пограничных территориях Беларуси и Польши, по-видимому, можно считать следующие. Самые древние оледенения Восточно-Европейской равнины – ликовское и сетуньское могут отвечать, соответственно, наревскому и нида оледенениям соседних регионов (Lindner, Astapova, 2000; Lindner et al., 2002a,b). Окатовское межледниковье, разделяющее сетуньское и донское оледенения Восточно-Европейской равнины, можно сопоставить по флористическим данным с корчевским в Беларуси, которое белорусскими исследователями (Velichkevich et al., 1997; Lindner et al., 2001), в свою очередь, сопоставляется с малопольским в Польше. Донское оледенение соответствует ясельдинскому в Беларуси и сан-1 в Польше. Сложное в климатическом отношении мучапское межледниковье наиболее уверенно коррелируется с беловежским Беларуси и фердинандув в Польше, а окское оледенение, соответственно, с березинским и сан-2.

Средний плейстоцен

Наступившее после окского оледенения **лихвинское** межледниковье хорошо сопоставляется с западно-европейским гольтштейном. Принадлежность его к первой половине российского среднего плейстоцена подтверждается находками фауны как в отложениях лихвинского стратотипа у г. Чекалин (Разрезы отложений..., 1977), так и в других разрезах – Няравай в Литве (Вознячук и

др., 1984), Стрелица на Дону (Красненков и др., 1984), Гуньки в бассейне Днепра (Величко и др., 1997), у сел. Озерное в северо-западном Причерноморье (Михайлеску и др., 1991) и др. В составе фауны присутствует архаичная *Arvicola mosbachensis* Schmidtgen, пришедшая на смену *Miomis intermedius* Newton.

Первое обобщение палеоботанических материалов, опубликованное В.П. Гричуком (1989), было дополнено результатами последующих многочисленных исследований, которые позволили составить четкое представление не только о климате и растительности этого межледникового интервала, но и динамике ландшафтных зон. В настоящее время в пределах Восточно-Европейской равнины известно свыше 100 местонахождений с лихвинской флорой. Из них, более чем в 70 разрезах, установлены отложения, относящиеся к климатическому оптимуму межледниковья. Как показывает карта реконструкции растительного покрова (рис. 3 В), в оптимуме лихвинского межледниковья существовали: I – степь; II – лесостепь; III – полидоминантные хвойно-широколиственные леса, с преобладанием среди хвойных пород ели и пихты, а среди широколиственных – граба, с участием лапыны, ореха и других теплоумеренных пород; IV – олигодоминантные хвойные леса с господством ели, участием пихты и широколиственных пород; V – еловые и сосново-березовые леса с небольшим участием пихты и широколиственных пород; VI – хвойные и березовые леса. Последние занимали значительно более обширные территории, чем сейчас. На севере они замещали зону современных тундр, а на юге продвигались в зону степей. Своеобразным был и состав лесных сообществ. Во время климатического оптимума южнее широты Москвы распространялись формации полидоминантных хвойно-широколиственных лесов – сначала дубово-грабовых, затем грабово-пихтовых. Мягкий климат с чертами океаничности способствовал сохранению в лесах центральных и западных районов Восточно-Европейской равнины в качестве реликтов таких пород, как *Taxus*, *Plex*, *Castanea*, *Buxus*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Fagus*, пыльца которых была найдена во многих лихвинских разрезах, и в том числе в лихвинском стратотипе у г. Чекалин на Оке (Ушко, 1959, 1973; Сукачев и др., 1968; Ананова, Культина, 1965; Гричук, 1989 и др.). В северных районах эти реликты отсутствовали, что, по всей вероятности, можно объяснить понижением зимних температур по сравнению с более южными районами. В бассейне Сев. Двины и междуречья Лаи и Юрьяхи произрастали хвойные леса с редкими широколиственными породами, представленными дубом, вязом, липой, грабом (Коноваленко, 1990), а в низовьях р. Печоры – елово-сосновые и березовые леса (Вострухина, Ильинова, 1973). Продвижение лесной раститель-

ности в бассейн Дона стало возможным благодаря увеличению количества осадков.

Существующая к настоящему времени сумма палеоботанических материалов не дает оснований для выделения в лихвинском стратотипе двух климатических оптимумов, о чем, в частности, свидетельствует детальный анализ флоры, проведенный К.А. Ушко (1973) и В.П. Гричуком (1989) по палеоботаническим материалам.

Послелихвинское похолодание связано с началом ледниковой эпохи, которой, как полагают авторы, может отвечать оледенение, развивавшееся на северо-востоке Европейской равнины и потому названное **печорским** (Оледенения среднего плейстоцена..., 2001). В это время начали расселяться разреженные сосново-березовые леса с участием в древостоях лиственницы и ели. Отмечается отсутствие в спектрах пыльцы термофильных пород, наряду с постоянными находками северо-таежных и тундровых видов. На фоне общего тренда похолодания выделялись отдельные более теплые интервалы, названные интерстадиями: кошинским и марьинским. Растительность раннего, кошинского интерстадиала, отложения которого известны в разрезах на р. Большая Коша, а также у д. Булатово, Тяглицы, Марьино, Паньково в Тверской области, напоминала среднетаежные леса Западной Сибири (Гричук, 1989; Колесникова, Хомутова, 1970; История плейстоценовых озер..., 1998; Писарева, 1997). Дальнейшая эволюция ландшафтов проходила под влиянием прогрессирующего похолодания и усиления континентальности климата, что привело к развитию редкостойных березовых лесов с лиственницей и формированию ландшафтов перигляциального типа. Более позднее потепление – марьинское (разрез у д. Марьино в северном Подмоскovie) сопровождалось расселением хвойных лесов и березняков. Сходные климатические колебания установлены на территории Нидерландов, где после голштейнского межледниковья также выделяются два потепления – хогевейн и бантега (Zagwijn, 1985).

С максимумом первой послелихвинской, печорской ледниковой эпохи связано похолодание, которое названо **калужским**. Наиболее полно оно представлено в результатах исследования стратотипического разреза у г. Чекалин (Разрезы отложений..., 1977) и установлено в других разрезах – в районе г. Бежецк (Бородин и др., 1972), а также на территории Калининградской области (Кондратене, Ерюхин, 1974).

О том, что печорская ледниковая эпоха наступила в первой половине среднего плейстоцена вслед за лихвинским межледниковьем, свидетельствуют материалы, полученные по так называемой транзитной зоне, где ледниковые горизонты переслаиваются с лёссами и ископаемыми почва-

ми, что позволяет расширить спектр методов, применяемых для изучения периодизации плейстоцена. Именно по материалам этой зоны удалось установить, что последовательность событий в среднем плейстоцене значительно сложнее, чем это было представлено в большинстве схем для ледниковых районов, в которых под днепровским оледенением непосредственно помещалось лихвинское межледниковье.

А.И. Москвитин (1976) в стратотипическом разрезе у г. Чекалин на Оке ниже днепровской морены отмечались почвенные уровни. Позднее было показано, что нижняя почва, получившая в данном разрезе название чекалинской, формировалась во время потепления межледникового ранга (Разрезы отложений..., 1977; Болиховская, 1995). Современными исследованиями в транзитной зоне удалось установить, что в лихвинско-днепровском интервале среднего плейстоцена существовало не менее двух теплых интервалов, когда формировались почвенные горизонты – нижний, каменный (межледниковый) и верхний, роменский (межстадиальный) (Величко и др., 1992, 2001). Вполне определенно выделяется и эпоха похолодания в виде горизонта борисоглебского лёсса.

Борисоглебский лёсс отвечает первому послелихвинскому похолоданию и залегает на инжавинской (лихвинской) почве, являясь материнской породой для более молодой межледниковой палеопочвы – каменной. Выше каменной почвы находится еще одна, более молодая межстадиальная почва – роменская, развитая на маломощном орчикском лёссе и относящаяся уже ко второй половине днепровской ледниковой эпохи (таблица).

Непреложным аргументом, подтверждающим доднепровский возраст рассмотренных стратиграфических компонентов среднего плейстоцена, является их прослеживание в единой последовательности под днепровской мореной в таких опорных разрезах, как Лихвин, Гуньки, Прилуки и др.

К настоящему времени в ледниковой зоне стало известно несколько разрезов, в которых в лихвинско-днепровском интервале присутствуют озерные отложения, разделенные в одних случаях перигляциальными осадками, в других – мореной. Так, в Калининградской области (пос. Сосновка) под среднеплейстоценовыми моренами были вскрыты две самостоятельные межледниковые озерные толщи, разделенные водноледниковыми отложениями с перигляциальной флорой. Нижняя из них, согласно палинологическим данным О.П. Кондратене (Кондратене, Ерюхин, 1974), отнесена к бутенайскому (лихвинскому) межледниковью. Возраст верхней толщи рассматривался также как среднеплейстоценовый. Состав ее спектров отличался от спектров бутенай-

ских отложений незначительной ролью пихты, меньшим участием ели и широколиственных пород, иным соотношением древостоев – небольшим содержанием дуба и граба, но постоянными находками пыльцы липы. Учитывая субарктические условия предшествующего времени, можно сделать вывод о принадлежности верхней озерной толщи к самостоятельному второму среднеплейстоценовому межледниковью. В Тверской области, в разрезе у д. Пальниково отложения второго среднеплейстоценового межледниковья, хорошо изученные палинологически и карпологически, залегают на водноледниковых отложениях, связанных фациальным переходом с ниже лежащей мореной (материалы С.М. Шика, анализы И.М. Осиповой и Е.А. Пономаревой). Состав ископаемой флоры позволяет сделать вывод о возрасте отложений, более молодом, чем лихвинский, но древнее микулинского. В Вологодской области (разрез у д. Горка) условия залегания морены и палинологическая характеристика перекрывающих ее межледниковых отложений аналогичны (Проблемы стратиграфии..., 2000).

Ко второму среднеплейстоценовому межледниковью, вероятно, относятся также родионовские отложения в бассейне р. Печоры, которые по своей палеоботанической характеристике явно моложе чирвинских (лихвинских), но древнее микулинских (Коноваленко, 1990). Таким образом, морену, залегающую выше лихвинских межледниковых отложений, можно отнести к первому среднеплейстоценовому, печорскому оледенению. На западе Восточно-Европейской равнины с ней, скорее всего, следует коррелировать жемайтскую морену.

В центральных районах ледниковые отложения печорского времени сохранились локально. Для морены печорского этапа в северо-восточном регионе характерно довольно высокое содержание местных пород Урало-Тиманского происхождения, в том числе агатосодержащих базальтов. В минералогическом составе присутствуют глауконит, сульфиды, сидерит и другие минералы транзитных и местных питающих провинций, преобладает ильменит-гранатовая ассоциация при значительном участии эпидота и сравнительно низком содержании роговой обманки (Андреичева, 2002). Согласно замерам ориентировки обломков в моренах, в бассейнах Вычегды, Печоры и Волжско-Камского междуречья, льды в это время продвигались в юго-западном и меридиональном направлениях. Такое же направление зафиксировано в моренах в северной части Окско-Донской равнины (Фаустова, 1981). Как показали исследования (Андреичева, 2002), льдами осваивались провинции Пай-Хоя и Новой Земли (руководящие валуны – силурийские битуминозные известняки и доломиты с коралловой фауной, полимиктовые песчаники перми и триаса, а также

розовые мраморовидные криноидно-мшанковые известняки ордовика). В северо-западных, а иногда в центральных регионах нижний ледниковый комплекс (печорский) именуется как “вологодский” (Московский ледниковый..., 1982; Оледенения среднего..., 2001). Некоторыми исследователями печорская морена коррелируется с более молодой мореной среднего плейстоцена – днепровской, распространенной в бассейне Днепра (Андреичева и др., 1997). Однако межрегиональная корреляция палеогеографических событий, отраженная в последовательности ледниковых и неледниковых горизонтов, а также лёссово-почвенной серии, позволяет в настоящее время говорить о том, что развитие печорского оледенения наступило вслед за лихвинским межледниковьем, т.е. в первой половине среднего плейстоцена. Южная граница распространения печорских льдов пока не установлена, но на основе петрографических данных можно предполагать, что льды продвигались в пределы Окско-Донской равнины.

Итак, представления о периодизации холодных и теплых фаз среднего плейстоцена к настоящему времени существенно усложнились. Удалось установить, что в интервале между лихвинским межледниковьем и днепровским оледенением существовало несколько потеплений и похолоданий. Одно из потеплений – **каменское** – носит явно межледниковый характер (Величко, Нечаев, 1996; Оледенения среднего..., 2001). В свете рассмотренных выше представлений удалось определить стратиграфическое положение тех разрезов ледниковой зоны, которые ранее из-за неясной последовательности событий в среднем плейстоцене в одних вариантах помещались между днепровским и московским ледниковыми горизонтами, а в других – считаясь более древними, раннеплейстоценовыми, относились к доднепровским отложениям.

О характере растительного покрова каменского межледниковья можно судить по палинологическим диаграммам разрезов у д. Липна на р. Липна, левом притоке р. Клязьмы (Путеводитель экскурсии А-2 и С-2, 1981), д. Бибирево Ивановской области, где гумусированные суглинки и глины с вивианитом залегают под мореной днепровского оледенения (Писарева и др., 1998), а также у д. Тяглицы Тверской области (История плейстоценовых озер..., 1998), д. Горка и Рылово Вологодской области (Проблемы стратиграфии..., 2000), пос. Нароватово в бассейне р. Мокши (Рунков и др., 1993) и др. Согласно палеоботаническим данным (рис. 3 Г), в оптимуме каменского межледниковья можно установить: I – степь, переходящую в пустыню; II – лесостепь; III – олигодоминантные хвойно-березовые леса с липой, вязом, дубом, реже – грабом; IV – хвойные и березовые леса с редкими широколиственными породами; V – березовые и хвойные леса. В соста-

ве ископаемой дендрофлоры, в центральных районах Восточно-Европейской равнины, наряду с широко распространенными древесными породами, встречались не произрастающие на рассматриваемой территории: *Larix cf. decidua* Mill., *Abies cf. Alba* Mill., *Pinus sec. Cembra*, *P. sec. Strobilus*, *Picea sec. Omorica*, *Betula sec. Costatae*, *Tilia platyphyllos* Scop., *T. tomentosa* Moench, *Carpinus betulus* L. Как показывает состав флоры, второе среднеплейстоценовое межледниковье уступало лихвинскому по теплообеспеченности.

Второй ледниковый этап среднего плейстоцена называется большинством исследователей, включая авторов статьи, **днепровским** (по праву приоритета), а не московским, как это сделано в некоторых схемах (Шик, Козлов, 2002). Стратиграфическое положение соответствующих ему ледниковых отложений во второй половине среднего плейстоцена повсеместно фиксируется их залеганием выше каменского и роменского почвенных горизонтов и ниже мезинского почвенного комплекса, ранняя фаза которого связана с микулинским межледниковьем.

Днепровский ледниковый комплекс содержит во многих случаях межморенные отложения, разделяющие его на два ледниковых горизонта. Нижний горизонт, относимый к днепровской стадии, и верхний – к московской стадии, наиболее выдержаны по простиранию и встречаются во многих районах. Соответствующие им морены часто близки по вещественному составу, но несколько различаются по ориентировке обломочного материала. Тот факт, что в некоторых случаях в разрезе присутствует единая морена, а в других она разделяется на отдельные ледниковые горизонты, можно объяснить тем, что при больших скоростях движения ледника площади вытесняемого материала быстро перекрываются самим ледником и водноледниковые отложения не успевают накапливаться. Мощные толщи водноледниковых отложений откладываются лишь в случае замедленного наступания ледника (Кононов, 2001). На днепровском этапе ледником активнее осваивались более западные питающие провинции, по сравнению с предыдущим, печорским ледниковым покровом. Главной особенностью ледникового комплекса является его формирование потоками Скандинавского центра оледенения (Балтийским, Финским и Ладожским, получившим на Восточно-Европейской равнине названия Балтийско-Вислинский, Финско-Березинский и Ладожско-Деснинский), изменявшими свое первоначально меридиональное направление на периферии (на территории Беларуси) на юго-западное и юго-восточное (Оледенения среднего..., 2001). В центральных районах (Верхнее Поволжье) отмечается юго-западная составляющая в ориентировке обломков, что может свидетельствовать о некоторой роли восточных центров оле-

денения. Наиболее ярко роль Скандинавского центра оледенения проявилась в более позднюю, московскую стадию днепровской ледниковой эпохи. Это обстоятельство вызвало прирост скандинавских компонентов в минералого-петрографическом составе морен. Льды надвигались крупными ледниковыми потоками – Балтийским, Ладожским, Онежским, Беломорским и Кольским. В бассейне Днепра определяющее значение имел Балтийско-Ладожский поток, сформировавший крупную днепровскую лопасть (Гайгалас, 1989; Грибченко, 1993 и др.). В бассейне Верхней Волги и Сухоны ледниковые отложения были связаны с Ладожско-Онежской питающей провинцией, где руководящими породами являются салминские рапакиви и прионежские метаморфические породы. Далее к востоку в верхней (бабушкинской, вычегодской) морене, сопоставляемой с московской, все более возрастает количество пород Беломорского пояса и появляются хибинские нефелиновые сиениты.

Краевые образования более раннего, днепровского ледникового покрова, граница распространения которого проходит в бассейнах Днепра, Волги и Камы, в центральном регионе часто уничтожены во время последующего московского надвига. Последний, напротив, оставил выразительный рельеф в пределах маргинальных и радиальных возвышенностей, среди них – Смоленско-Рославльская, Клиско-Дмитровская, Тверская, Галичско-Чухломская и другие. Примерно по южному краю этих гряд проходит граница московской стадии. Зон фронтальных краевых образований этого возраста, маркирующих этапы отступления ледникового края, насчитывается не менее 10. В их строении часто принимают участие напорные морены с отторженцами и гляциодислокациями. Разнообразны по строению и морфологии радиальные, а именно межпотоковые, межлопастные, межъязыковые холмистые массивы и гряды, а также системы гряд, образовавшиеся в зонах ледоразделов и ледостыков. Многими исследователями подчеркивается активность ледника даже в период дегляциации, что выразилось в большом количестве форм активного льда, по сравнению с областью валдайского оледенения (Московский ледниковый..., 1982). Особенностью деградации этого ледника является возникновение большого количества ложбин стока и крупнейших приледниковых озер.

Изучение органогенных осадков, залегающих между московской и днепровской моренами в ледниковых районах и коррелятных им отложений в перигляциальных областях, не позволяет выделить в этом хроностратиграфическом интервале межледниковые отложения. Следует отметить, что ко второй половине среднего плейстоцена ряд исследователей относит интерстадиальные осадки, вскрытые под мореной московской

стадии в бассейне Верхней Волги – разрезы у д. Захарьино (Писарева, 1965), г. Фурманов, д. Удиха, Новинское (Калугина, 1969), в Подмоскowie, у г. Дмитров (Носов, Скиба, 1975), в бассейне р. Протвы (Антонов и др., 2001), Ильинское (Данилова, 1959), в Беларуси (Левицкая, Гурский, 1971; Гурский, 1981) и др. Полученные для них палеоботанические данные свидетельствуют о развитии бореальной лесной растительности и, следовательно, о значительном отступании льдов в этот период.

В целом, в распространении разновозрастных ледниковых покровов среднего плейстоцена выявляется определенная закономерность, которую можно связать с изменениями в климатических обстановках. На раннем ледниковом этапе среднего плейстоцена – печорском весьма существенную роль играл ледниковый покров, формировавшийся за счет Северо-Уральского и Новоземельского центров. На более молодом – днепровском этапе преобладающую роль играли ледниковые потоки, распространявшиеся из Скандинавского центра. Во время первой, днепровской стадии они распространялись значительно шире, чем во вторую, московскую стадию.

Возможно, эти особенности в распространении ледниковых покровов среднего плейстоцена объясняются сходными климатическими процессами, которые выявляются для ледниковых систем позднего плейстоцена (Величко, 1987). В начальные гляциальные фазы среднего плейстоцена степень общего похолодания была относительно слабее последующих и воздушные массы западного переноса, несущие большое количество твердых зимних осадков из Атлантики, могли чаще проникать далеко на восток, чем позднее, способствуя тем самым формированию ледниковых систем Урало-Новоземельских центров. В последующие гляциальные фазы, относящиеся ко второй половине среднего плейстоцена, в связи с возросшей степенью похолодания проникновение на восток влагонесущих циклонов начинало систематически блокироваться за счет усиления мощности сибирского антициклона. Зона активной аккумуляции твердых осадков смещалась к западу и роль скандинавского центра оледенения начинала преобладать, что способствовало широкому развитию льдов во время днепровской стадии. Однако в заключительные холодные фазы среднего плейстоцена, когда степень суровости климата достигла максимума, поступление твердых осадков и в область скандинавских ледниковых систем начала сокращаться не только за счет блокирующей роли усиливающихся антициклонических систем, но и за счет более устойчивого покрова морских льдов, в связи с чем сокращалось влагосодержание воздушных масс. Указанная последовательность в усилении суровости климата холодных фаз среднего плейстоцена находит отчетливое под-

тверждение в характере криогенных структур в разрезе среднего плейстоцена от его начала к концу (Величко, Нечаев, 1996).

Хроностратиграфическая схема среднеледниковых оледенений Восточно-Европейской равнины при сравнении со схемами более западных территорий обнаруживает черты сходства.

В Германии, например, внутри среднеледникового, заальского комплекса, в интервале между гольштейном (лихвином) и эемом (микулинским временем) выделены снизу вверх: отложения ледниковой фазы, внутри которой находятся осадки известного притцвальского интерстадиала; более молодыми являются отложения межледниковой фазы – демнитц (вакен) и две морены заальской ледниковой эпохи, для которых сохраняются названия дренте и варта. Осадки, залегающие между двумя заальскими моренами, относятся к сравнительно теплomu интервалу на большей части территории страны (исключая Шлезвиг-Гольштейн), а именно к интерстадиалу. Ранее относимые к этому хроностратиграфическому уровню межледниковые почвы треене (Stremme, 1964, 1979 и др.) считаются сейчас более древними (Das Quörtar Deutschlands, 1995). На территории Польши (Lindner, 1999, 2000), стратиграфически выше мазовецкого (гольштейн, лихвин) межледниковья выделены следы трех оледенений – ливий, которое можно сопоставить с печорским, кржна, (соответствующее похолоданию между каменским межледниковьем и роменским интерстадиалом), а также одра со стадией варта, коррелируемые, как известно, с заальской, днепровской ледниковой эпохой. Для северо-восточной части Польши также установлена аналогичная последовательность событий (Ber, Janczyk-Kopikowa, Krzyszkowski, 1998).

Во Франции, по данным бурения в Центральном Французском массиве, предложена детальная схема, согласно которой стратиграфически выше гольштейна выделяется одно межледниковье – ландоский интергляциал, который, возможно, соответствует каменскому межледниковью. Он отделяется от гольштейна оледенением баржетт. Выше ландоского интергляциала выделено два гляциала – шарбонье и костарос (Reille et al., 1998).

В днепровскую эпоху в Восточной Европе перед фронтом ледников уже распространялись многолетнемерзлые породы. Этой эпохе соответствуют криогенные горизонты, содержащие псевдоморфозы по ледяным жилам мощностью около 3 м (Нечаев, 2001).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплекс существующих на современном этапе геолого-геоморфологических, литологических,

палеонтологических данных позволяет выделить в пределах Восточно-Европейской равнины семь макроэтапов развития покровного оледенения. Их формирование, судя по положению границы палеомагнитных эпох Брюнес/Матуйама, происходило в течение последнего миллиона лет четвертичного периода. Распространение древнейшего оледенения – ликовского относится, по-видимому, к концу эоплейстоцена (около 0.8–0.9 млн. лет назад). Вся последующая геологическая история раннего, среднего и позднего плейстоцена свидетельствует о чередовании ледниково-межледниковых макроциклов. Полученные данные позволили существенно пересмотреть последовательность развития ледниковых покровов и разделяющих их межледниковий особенно в раннем и среднем плейстоцене. Усложнилось представление и о ландшафтно-климатических изменениях внутри межледниковий. В частности, палинологические материалы по мучкапскому межледниковью свидетельствуют о существовании внутри его структуры нескольких фаз, отвечающих двум, а возможно, и трем оптимумам.

Корреляция отдельных ледниковых и межледниковых эпох с изотопно-кислородными стадиями ИКС донных отложений океана (Shackleton et al., 1990) имеет различную степень надежности. Высокую достоверность она имеет в интервале позднего плейстоцена, где корреляция с ИКС-5 – ИКС-2 обеспечивается как наличием прямых фациальных связей, так и методами абсолютного датирования. Другой привязкой, имеющей высокую достоверность, может служить корреляция ИКС-19 с границей палеомагнитных эпох Брюнес/Матуйама (780 тыс. лет назад), проведенная Ф. Бассино с соавторами (Bassinot et al., 1994), и которой, скорее всего, отвечает акуловское межледниковье. К более позднему времени, второй половине нижнего плейстоцена относятся окатовское и мучкапское межледниковья. В среднем плейстоцене выделяются лихвинское и более молодое, каменское межледниковье.

Реконструкции ландшафтов показывают, что климат каждого последующего межледниковья был холоднее предшествующего, что уже отмечалось ранее А.А. Величко (1973). Та же закономерность проявляется в реконструкциях распространения многолетней мерзлоты (Нечаев, 2001). Таким образом, главный климатический тренд плейстоцена заключается в направленном (через систему колебаний) похолодании. Он же выявляется при сравнении границ распространения ледниковых покровов. Так, раннеплейстоценовый донской ледниковый покров, несмотря на то, что его южный край располагался приблизительно на одной широте, что и днепровского, имел все же большие размеры. Это выражается через величину радиальной протяженности от южной границы покрова до Уральско-Новоземельского центра,

близкую к 2800 км, тогда как у днепровского ледникового покрова эта величина (от южной границы до Скандинавского центра) составляет 2200 км, а у поздневалдайского ледникового покрова она не превышает 1600 км. Сокращение размеров каждого последующего ледникового покрова находит объяснение в сокращении его площади и условий испарения с поверхности океана при нарастающем похолодании и одновременном росте площади, занимавшейся морскими льдами.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 01-05-64568.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих центральных районов Восточно-Европейской платформы // Решение 2-го Межведомственного совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. С. 67–73.
- Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы / Ред. Величко А.А., Шик С.М. М.: ИГ РАН, 1992. С. 37–49.
- Агаджанян А.К., Бирюков Н.П., Шик С.М. Палеонтологическая характеристика рославльских межледниковых отложений в стратотипическом районе // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 5. С. 1191–1195.
- Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Палеогеография плейстоцена Окско-Донской равнины // Теоретические и методические проблемы палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 145–170.
- Александрова Л.П. Новый вид копытного лемминга (*Dicrostonyx okaensis* sp. nov.) и его значение для определения возраста отложений окского оледенения Лихвинского стратотипического разреза // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 17–21.
- Ананова Е.Н., Культина В.В. Межледниковая флора лихвинского стратотипа // Проблемы палеогеографии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. С. 57–97.
- Андреичева Л.Н. Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: Изд-во УРО КомиНЦ РАН, 2002. 322 с.
- Андреичева Л.Н., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Среднеплейстоценовые морены Севера и Центра Русской равнины. Екатеринбург: Изд-во УРО КомиНЦ РАН, 1997. 83 с.
- Антонов С.И., Исаченков А.В., Судакова Н.Г. Центральный сектор ледникового покрова. Опорный корреляционный профиль V: Оз. Волго-Ржев–Можайск–Боровск–Чекалин // Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2001. С. 49–55.
- Богомолова Л.Н., Рылова Т.Б., Якубовская Т.В. Беловежские межледниковые слои в стратотипическом разрезе у д. Борки // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 135–143.
- Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. Изд-во МГУ, 1995. 270 с.

- Бирюков И.П., Агаджанян А.К., Валуева М.Н. и др. Четвертичные отложения Рославльского стратотипического района // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы / Ред. Величко А.А., Шик С.М. М.: ИГ РАН, 1992. С. 152–221.
- Бородин Н.Г., Валуева М.Н., Гузман А.А. и др. Новые разрезы с лихвинскими межледниковыми отложениями на территории Калининской области // Бюл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. 1972. № 39. С. 113–117.
- Валуева М.Н., Цукурова А.М., Красненков Р.В. Древнейшая межледниковая флора у д. Карамышево на Оке // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 1. С. 166–170.
- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001 Т. 9. № 3. С. 79–88.
- Величкевич Ф.Ю. О новой находке флоры шкловского типа в Белоруссии // Докл. АН БССР. 1985. Т. 29. № 4. С. 363–366.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
- Величко А.А. Современное состояние концепции покровных оледенений Земли // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1987. № 3. С. 21–34.
- Величко А.А., Ударцев В.П., Морозова Т.Д. и др. О разновозрастности морен днепровской и донской лопастей покровного оледенения Русской равнины // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232. № 5. С. 1142–1145.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. и др. Проблемы хроностратиграфии и корреляции лёссово-почвенной формации Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: ИГ РАН, 1992. С. 115–140.
- Величко А.А., Нечаев В.П. Сценарии изменения криолитозоны России в связи с глобальным изменением климата // Материалы I конференции геокриологов России. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 309–318.
- Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П. и др. Основные черты лёссово-почвенной формации // Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: ИГ РАН, 1997. С. 5–24.
- Величко А.А., Семенов В.В., Поспелова Г.А. и др. Новые данные о положении палеомагнитной границы Матуяма – Брюнес в лёссово-почвенной формации Восточно-Европейской равнины // Докл. РАН. 2002. Т. 386. № 2. С. 240–244.
- Величко А.А., Писарева В.П., Фаустова М.А. Подходы к реконструкции оледенений среднего плейстоцена // Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2001. С. 143–149.
- Вознячук Л.Н., Кондратене О.П., Мотузко А.Н. О находке первой лихвинской фауны мелких млекопитающих на западе ледниковой области Восточно-Европейской равнины // Палеогеография и стратиграфия четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс: МИНТИС, 1984. С. 105–121.
- Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы / Ред. Величко А.А. М.: Наука, 1980. 212 с.
- Вострухина Т.М., Ильинова А.А. Биостратиграфия разреза Вастьянский Конь на р. Печоре // Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973. С. 39–43.
- Гайгалас А.И. Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы. Вильнюс: МОКСКЛАС, 1979. 98 с.
- Гайгалас А.И. Литология и методы изучения отложений ледникового комплекса. Киев: Ин-т геол. наук. АН УССР, 1989. 43 с.
- Гей В.П., Ауслендер В.Г., Киселева В.Б. и др. Геоморфология и четвертичные отложения центральной части Вологодского региона // Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (северо-запад России). Материалы Междунар. симпозиума. г. Кириллов, июнь 2000 г. М.: ГЕОС, 2000. С. 10–17.
- Глушков Б.В. Донской ледниковый язык. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та. Вып. 5. 2001. 166 с.
- Грибченко Ю.Н. Петрографический состав морен днепровского и донского ледниковых языков. Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы / Ред. Величко А.А. М.: Наука, 1980. С. 73–88.
- Грибченко Ю.Н. Реконструкция динамики максимального среднеплейстоценового оледенения Центра Русской равнины по литологическим данным // Региональные проблемы стратиграфо-палеогеографической корреляции и интерпретации материалов литологических исследований. Саранск: Мордовский ун-т, 1993. С. 14–16.
- Гричук В.П. Нижняя граница четвертичного периода (системы) и ее стратиграфическое положение на Русской равнине. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 5–90.
- Гричук В.П. Древнейшее материковое оледенение в Европе: его признаки и стратиграфическое положение // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. С. 7–34.
- Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
- Грищенко М.Н. Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона. М.: Наука, 1976. 228 с.
- Гурский Б.Н., Левков Э.А., Махнач Н.А. и др. Стратиграфическое расчленение антропогена Белоруссии // Материалы по стратиграфии Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981. С. 122–136.
- Данилова И.А. Четвертичные отложения и рельеф окрестностей географической станции Красновидово // Ледниковый период на территории Европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1959. С. 64–115.
- Длусский К.Г. Среднеплейстоценовое почвообразование центра Восточно-Европейской равнины. Автореф. дис. канд. геогр. наук. М.: ИГ РАН, 2001. 24 с.
- Иосифова Ю.И., Красненков Р.В., Шулешикина Е.А. и др. Опорный разрез нижнего плейстоцена у г. Мучкап на р. Вороне и проблема количества и возраста оледенений в бассейне Верхнего Дона // Пограничные горизонты неогена и антропогена территории КМА и Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1982. С. 51–66.
- История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины / Гл. ред. Румянцев В.А. СПб.: Наука, 1998. 404 с.
- Калугина Л.В. Палеоботаническая характеристика четвертичных отложений Ивановской области и ее

значение для стратиграфии. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л.: ЛГУ, 1969. 21 с.

Каталог стратотипов квартера Балтийского региона. Составитель О.П. Кондратене // Балтийская стратиграфическая ассоциация и Литовский геологический институт. Вильнюс: Изд-во ЛИТНИГРИ, 1993. 56 с.

Колесникова Т.А., Хомутова В.И. О межледниковых флорах Вологодской области (по данным палинологического и палеокарпологического анализов) // Ботан. журн. 1970. Т. 55. № 2. С. 222–232.

Кондратене О.П. Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: Академия, 1996. 209 с.

Кондратене О.П., Ерюхин В. Новые разрезы бутенайского (лихвинского, голыштейнского) межледниковья в Калининградской области // Вопросы изучения четвертичных отложений Литвы. Тр. ЛИТНИГРИ. Вып. 27, 1974. С. 123–136.

Коноваленко Л.А. Стратиграфия и палинология плейстоценовых отложений юга Коми АССР и смежных районов Архангельской области. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Казань: Казанский. ун-т, 1990. 21 с.

Кононов Ю.М. Палеогеографическая реконструкция Скандинавского ледникового покрова в среднем плейстоцене на основе расчетных методов // Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2001. С. 129–133.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Шулешикина Е.А. и др. Опорные разрезы. Моисеево // Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона / Ред. Шик С.М. Изд-во Воронежского ун-та, 1984. С. 26–37.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Семенов В.В. Бассейн Верхнего Дона – важнейший страторегион для климатостратиграфии нижней части среднего плейстоцена (нижнего плейстоцена) России // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 82–96.

Левицкая Р.И., Гурский Б.Н. О выделении слоев (стадий и межстадиалов) в среднечетвертичных отложениях // Материалы четвертичной научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1971. С. 229–231.

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. 185 с.

МAUDИНА М.И., ПИСАРЕВА В.В., ВЕЛИЧКЕВИЧ Ф.Ю. Единцовский стратотип в свете новых данных // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 5. С. 1195–1199.

Михайлеску К.Д., Маркова А.К., Чепалыга А.Л. и др. Биостратиграфия опорного разреза (лектостратотипа) древнеэвксинских отложений у с. Озерное // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1991. № 60. С. 29–52.

Морозова Т.Д., Сычева С.А. Плейстоценовые почвы районов днепровского и донского ледниковых языков // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 98–107.

Москвитин А.И. Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. М.: Наука, 1976. 203 с.

Московский ледниковый покров Восточной Европы / Ред. Горещкий Г.И., Чеботарева Н.С., Шик С.М. М.: Наука, 1982. 239 с.

Нечаев В.П. Окружающая среда в среднем плейстоцене // Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы / Ред. Величко А.А., Шик С.М. М.: ГЕОС, 2001. С. 134–139.

Николаев С.Д., Писарева В.В., Судакова Н.Г. Ледниковая ритмика плейстоцена // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 1. С. 96–110.

Носов А.А., Скиба Л.А. Отложения бронницко-икшинского (?) интерстадиала в районе г. Дмитров // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1975. № 44. С. 122–125.

Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы / Ред. Величко А.А., Шик С.М. М.: ГЕОС, 2001. 159 с.

Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона / Ред. Шик С.М. Воронеж. Изд-во Воронежского ун-та, 1984. 213 с.

Писарева В.В. Интерстадиальные образования эпохи московского оледенения и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений западной части Коростомской области // Сб. статей по геологии и гидрогеологии. Вып. 4. М.: Недра, 1965. С. 24–39.

Писарева В.В. Флора и растительность межледниковий раннего и среднего плейстоцена центральных районов Восточной Европы // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 124–133.

Писарева В.В., Величкевич Ф.Ю., Шик С.М. Межледниковые отложения в районе г. Балашиха // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 1. С. 185–190.

Писарева В.В., Судакова Н.Г., Анциферова Г.А. Рославльский межледниковый водоем в районе д. Бибирево Ивановской области // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины / Отв. ред. Румянцев В.А. СПб.: Наука, 1998. С. 309–322.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (северо-запад России) // Материалы Международного симпозиума, г. Кириллов, июнь 2000 г. М.: ГЕОС, 2000. 99 с.

Путеводитель экскурсии А-2 и С-2 Верхняя Волга и “Золотое кольцо”. К XI Конгрессу ИНКВА. 1982 г. / Ред. Шик С.М., Цейтлин С.М. М.: ВИНТИ, 1981. 55 с.

Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины / Ред. Марков К.К. М.: МГУ, 1977. 198 с.

Рунков С.И., Большаков В.А., Немцова Г.М. и др. Опорный разрез плейстоцена у сел. Нароватово на р. Мокша // Бюл. региональной межведомственной стратиграф. комис. по центру и югу Русской платформы. Вып. 2. М.: Росгеолфонд, 1993. С. 144–152.

Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода восточной Европы / Ред. Величко А.А., Шик С.М. М.: ИГ РАН, 1992. 245 с.

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: МГУ, 1990. 159 с.

Сукачев В.Н., Соколовская В.Т., Банникова П.А. Новые данные о лихвинской флоре под Москвой // История развития растительного покрова центральных областей Европейской части СССР в антропогене. М.: Наука, 1968. С. 22–44.

Ушко К.А. Лихвинский (чекалинский) разрез межледниковых озерных отложений // Ледниковый период на

- территории Европейской части СССР и Сибири. М.: МГУ, 1959. С. 148–226.
- Ушко К.А. Сопоставление данных палинологического, палеокарпологического и диатомового анализов при стратиграфических исследованиях межледниковых древнеозерных отложений лихвинского разреза // Методические вопросы палинологии. М.: Наука, 1973. С. 37–43.
- Фаустова М.А. Особенности гляциодинамики в северной части Окско-Донской равнины и фациальные разновидности морены // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей / Ред. Величко А.А., Гричук В.П. М.: Наука, 1981. С. 35–59.
- Фаустова М.А. Строение ледниковой толщи Окско-Донской равнины и распространение моренных комплексов // Краевые образования материковых оледенений. Тез. докл. VII Всес. совещания, Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1985. С. 15–17.
- Фурсикова И.В., Писарева В.В., Власов В.К. и др. Опорный разрез плейстоцена у д. Окатово в Западном Подмоскowie // Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы / Ред. Шик С.М. М.: Межведомственный стратиграфический комитет России, 1992. С. 59–82.
- Шик С.М. Климатическая ритмичность в плейстоцене Восточно-Европейской платформы. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 105–109.
- Шик С.М., Бирюков И.П. Четвертичные отложения Ярославского Поволжья // Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. Материалы симпозиума, г. Ярославль, июнь 2001. М.: ГЕОС, 2001. С. 8–22.
- Шик С.М., Бирюков И.П., Писарева В.В. и др. Палеозера Рославльского стратотипического района // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1998. С. 299–309.
- Шик С.М., Козлов В.Б. Четвертичные отложения Смоленской области // Четвертичные отложения, экология и полезные ископаемые Смоленской области (к III Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода, Смоленск, сентябрь 2002). Смоленск.: Ойкумена, 2002. С. 11–49.
- Эрд К. Палинологическое обоснование расчленения среднего плейстоцена ГДР // Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы / Ред. Никифорова К.В. М.: Наука, 1972. С. 76–94.
- Яковлев С.А. Руководящие валуны, морены и границы распространения Новоземельского оледенения на Русской равнине // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. Изд-во АН СССР. Вып. 5. 1939. С. 15–20.
- Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). Л.: Тр. ВСЕГЕИ. Нов. Серия. 1956. Т. 17. 314 с.
- Bassinot F.C., Labery L.D., Vinsent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes – Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Letters. 1994. V. 126. P. 91–108.
- Ber A., Janczyk-Kopikowa Z., Krzyszkowski D. A new interglacial stage in Poland (Augustovian) and the problem of the oldest Pleistocene till // Quaternary Sci. Rev. 1998. V. 17. № 8. P. 763–773.
- Das Quartär Deutschlands (zum 14 Kongress INQUA). Hrsg. von L. Benda. Berlin; Stuttgart: Brontraeger. 1995. 408 p.
- Frenzel B. Grundzüge der pleistozänen Vegetations Geschichte Nord-Eurasien. Wiesbaden, 1968. 326 p.
- Janczyk-Kopikowa Z. The Ferdinandow Interglacial in Poland // Geol. Quarterly. 1991. V. 35. P. 71–80.
- Lindner L., Bogutsky A., Gozhik P. et al. Correlation of main climatic glacial-interglacial and loess-palaeosol cycles in the Pleistocene of Poland and Ukraine // Acta Geol. Polonica. 2002. V. 52. № 4. P. 459–469.
- Lindner L., Bogucki A., Gozyk P. et al. Clówne cykle klimatyczne w stratygrafii plejstocenu Polski i Ukrainy // Przegl. Geol. 2002. V. 50. № 9. P. 787–792.
- Lindner L., Marciniak B., Sanko A. et al. The age of the oldest Scandinavian glaciations in mid-eastern Poland and southwestern Belarus // Geol. Quarterly. 2001. V. 45(4). P. 373–386.
- Lindner L., Astapova S.D. The age and geological setting of Pleistocene glacial beds around the border between Poland and Belarus // Geol. Quarterly. 2000. V. 44(2). P. 187–197.
- Lindner L., Marks L. New approach to stratigraphy of palaeolake and glacial sediments of the younger Middle Pleistocene in mid-eastern Poland // Geol. Quarterly. 1999. V. 43(1). P. 1–8.
- Lourens L.J., Hilgen F.J. Long-periodic variations in the Earth's obliquity and their relation to third – order eustatic cycles and Late Neogene glaciations // Quaternary International. 1997. V. 40. P. 43–52.
- Reille M., Andrieu V., De Beaulieu J.-L. et al. A long pollen record from Lac du Bouchet, Massif Central France: For the period ca. 325 to 100 ka BP (OIS 9c to OIS 5e) // Quaternary Sci. Rev. 1998. V. 17. P. 1107–1123.
- Shackleton N.J., Berger A., Peltier W.R. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677 // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci. 1990. V. 81. P. 251–213.
- Stremme H.E. Die Warmzeiten vor und nach der Warthe-Eiszeit in ihren Bodenbildungen bei Böxlund (west Flensburg) // Geol. Paläntol. Mh. Stuttgart. 1964. № 4. S. 237–247.
- Stremme H.E. Böden, Relief und Landschafts-geschichte im nordwestdeutschen Raum // Z. Geomorphol. N.F. Berlin-Stuttgart. 1979. № 33. S. 216–222.
- Velichkevich F.Ju., Sanko A.F., Rylova T.V. et al. New stratigraphic scheme of the Belarus Pleistocene // Quaternary deposits and neotectonics in the area of Pleistocene Glaciations Abstract volume of the Field symposium, Belarus. May 12–16, 1997. Minsk. 1997. P. 69–70.
- West R.G. Pleistocene forest history in East Anglia. New Phytol. 1980. V. 85. P. 571–622.
- Zagwijn W.N. An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands // Geol. en Mijubouw. 1985. V. 64. № 1. P. 17–24.

Рецензент Н.Ю. Филиппова

УДК 552.578.061.3:551.791(262.114)

САПРОПЕЛЕВИДНЫЙ ПРОСЛОЙ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКАХ ЗАПАДНО-БАЛЕАРСКОГО БАСЕЙНА (СРЕДИЗЕМНОЕ МОРЕ) И УСЛОВИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

© 2005 г. А. Ю. Садеков*, А. С. Алексеев*, Ф. Мартинез-Руиз**, М. К. Иванов*, М. Комас**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

**Университет Гранады, Испания

Поступила в редакцию 15.10.2003 г., получена после доработки 24.12.2003 г.

В Западно-Балеарском бассейне в осадках верхнего плейстоцена обнаружен сапропелевидный прослой мощностью 16 см. На основе количественного анализа комплексов планктонных фораминифер показано, что начало его формирования было связано с эпизодом потепления климата и снижения солености поверхностной водной массы. Этот процесс был осложнен кратковременным похолоданием, сопровождавшимся повышенным притоком атлантических вод.

Ключевые слова. Средиземное море, Западно-Балеарский бассейн, сапропелевидный прослой, плейстоцен, планктонные фораминиферы, палеоклиматический анализ.

ВВЕДЕНИЕ

Маломощные интервалы, насыщенные органическим веществом, широко известны в геологической летописи. Особенно они часты и хорошо изучены в плиоценовых и четвертичных осадках Средиземного моря (Ryan, 1972; Rossignol-Strick et al., 1982; Rohling, Thunell, 1999; Cramp, O'Sullivan, 1999; McKenzie, 2000). В восточной части Средиземного моря периодически возникала стагнация, приводившая к захоронению больших количеств органического вещества в морских осадках и появлению прослоев, насыщенных C_{org} . Условия, благоприятные для захоронения больших масс органического вещества в Восточном Средиземноморье, остаются не до конца понятными, хотя очевидно, что такие явления отражают важные климатические или океанологические изменения, возможно даже глобального или субглобального масштаба. Выявление природы таких прослоев может также помочь пониманию процессов формирования нефтегазоматеринских пород (Pedersen, Calvert, 1990; Bouloubassi et al., 1999).

История изучения сапропелей – насыщенных органическим углеродом прослоев в плиоценовых–четвертичных осадках Средиземного моря, насчитывает более пятидесяти лет (McKenzie, 2000). Термин сапропель (от греческого *sapros* – гнилой, *pelos* – почва) впервые был применен немецким химиком Е. Увасмандом, изучавшим озерные отложения (Cramp, O'Sullivan, 1999). Позднее этот термин (а также его модификации – сапропелевый, сапропелевидный прослой) стал широко использоваться для обозначения насыщен-

ных органическим веществом слоев (НОВС) из четвертичных отложений Восточного Средиземноморья, где они были впервые обнаружены в ходе Шведской экспедиции в 1947 г. (Cramp, O'Sullivan, 1999). Более точное определение, основанное на количественной оценке органической составляющей осадка, было предложено в 1978 г. Р. Киддом и др. (Kidd et al., 1978). Эти авторы, основываясь на результатах исследований по Программе глубоководного бурения, определили сапропель в исследуемом районе как “дискретный слой внутри пелагических осадков, мощностью более 1 см и с содержанием C_{org} более 2% по массе”. Термин сапропелевидный применяется для сходных осадков с содержанием C_{org} от 0.5 до 2% (Kidd et al., 1978). Эта классификация и сегодня используется для насыщенных органическим веществом прослоев в плиоценовых и четвертичных осадках Средиземного моря.

В настоящее время известно уже более полутора тысяч колонок, поднятых со дна Восточного Средиземноморья и содержащих сапропели или сапропелевидные слои. Многие из таких слоев прослеживаются на определенных уровнях регионально и для них разработана единая номенклатура с буквенно-цифровыми обозначениями (S1, S2, и т.д.), используемая для корреляции и возрастного расчленения морских осадков. Благодаря этому в Восточном Средиземноморье “сапропелевый феномен” изучен различными методами со временным разрешением до сотен лет. Кроме того, НОВС были также открыты и в Западном Средиземноморье сначала в Балеарском и Тир-

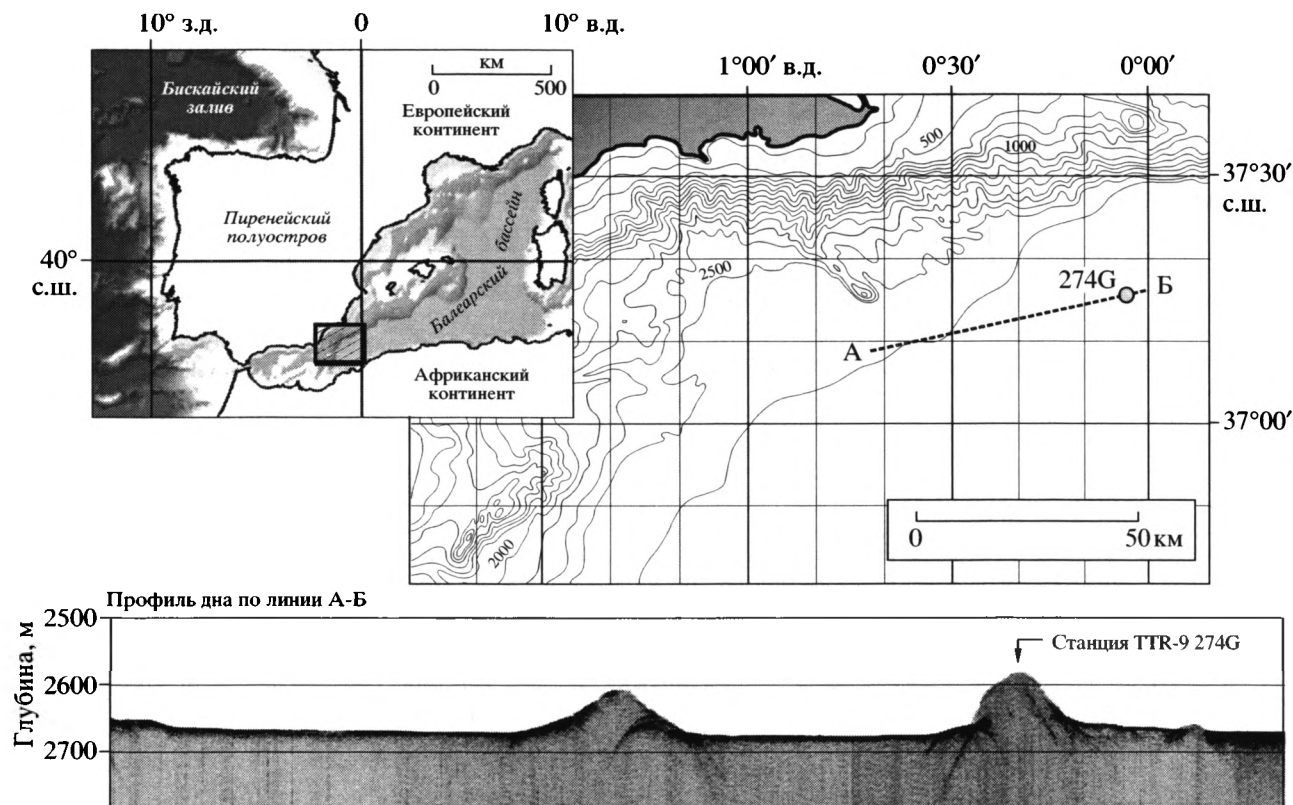


Рис. 1. Карта района работ и расположение станции отбора колонки 274G, содержащей сапропелевидный прослой.

ренском морях (Ryan, 1972; Kidd et al., 1978; Emeis et al., 1991), а позднее и в море Альборан (Comas et al., 1996), что привело к расширению сведений об ареале их распространения.

Ныне наиболее общепризнанной гипотезой формирования сапропелей в Средиземном море является предположение о возникновении стратификации водных масс с развитием аноксических условий в придонных водах, что способствовало захоронению органического вещества в осадках (Ariztegui et al., 2000; Kaller et al., 2000; Myers et al., 1998). Причиной появления стратификации может быть увеличение поступления поверхностных распресненных водных масс из Атлантического океана или привнос пресных вод с суши в результате таяния ледников или роста гумидности климата. Однако эта модель не объясняет того факта, что в крупнейшем аноксическом бассейне Черного моря в настоящее время не происходит накопления четко выраженных сапропелей, а в Средиземном море НОВС накапливаются в небольших глубоководных впадинах (например, бассейн Баннок), по всей видимости, вследствие растворения эвапоритовых формаций верхнего миоцена (Cramp, O'Sullivan, 1999).

Природа НОВС Западного Средиземноморья еще менее ясна, так как для них не доказана современность с аналогами из восточного бассейна

и, следовательно, применимость к ним той же модели формирования. Кроме того, если учесть тот факт, что результаты по исследованиям сапропелей начали появляться в научной литературе только в последние десять лет, то становится ясно, что процессы, влияющие на их накопление, куда менее понятны (Cramp, O'Sullivan, 1999).

В данной работе мы описываем сапропелевидный прослой из четвертичных отложений Западно-Балеарского бассейна и анализируем изменения комплексов планктонных фораминифер в интервале его распространения. На основании этих результатов сделана попытка выявить основные изменения в океанографических характеристиках поверхностных водных масс во время накопления этого НОВС.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для работы послужили образцы, собранные в ходе 9 международного рейса по программе "Обучение через исследование" на НИС "Профессор Логачев", проходившего в июле-августе 1999 г. (Kenyon et al., 2000). Колонка четвертичных осадков 274G, содержащая сапропелевидный прослой, была взята на вершине диапирового тела, расположенного в западной части Балеарского бассейна на глубине 2587 м

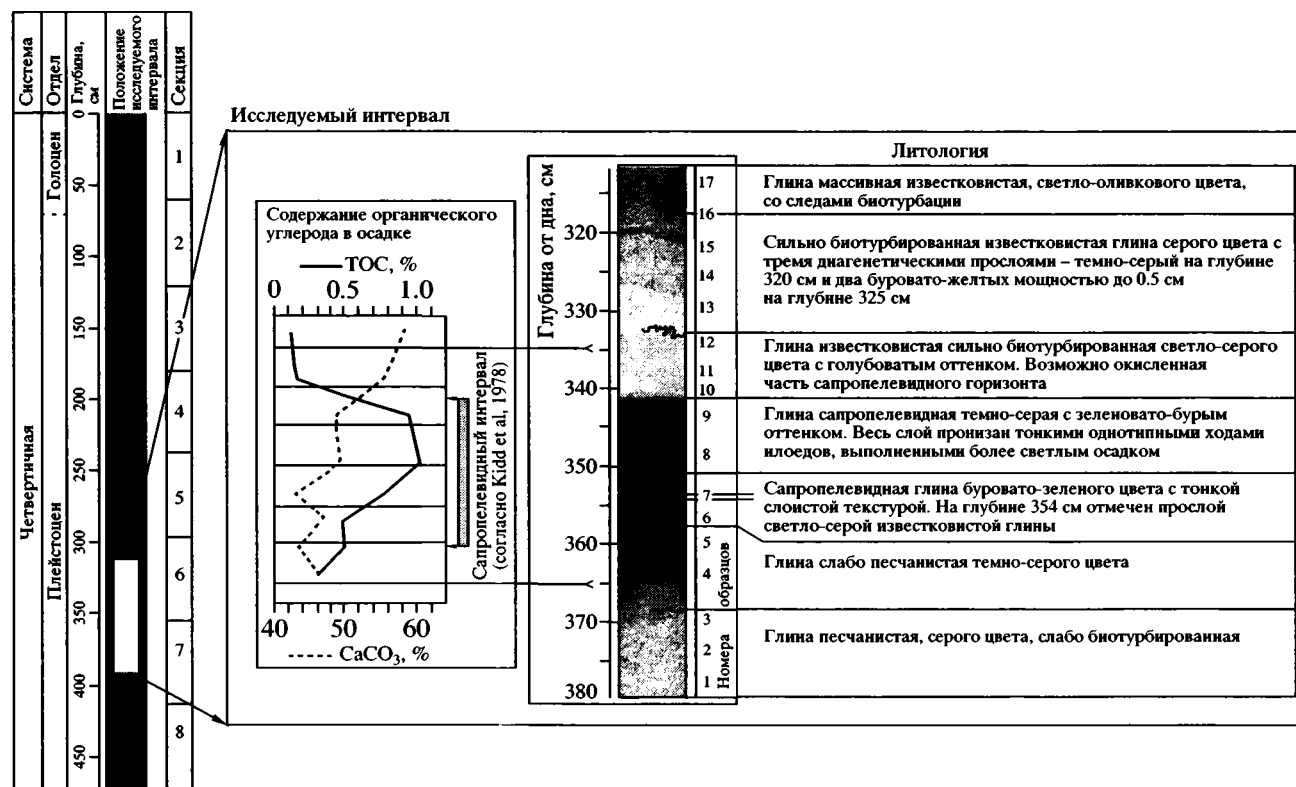


Рис. 2. Литология исследуемого интервала и результаты геохимических анализов образцов из него (Sadekov, 2002) и его общее положение в керне 274G.

(рис. 1). Координаты станции 274G: 37°15.96' с.ш.; 00°02.99' в.д. Для отбора проб использовалась прямоточная гравитационная трубка диаметром 138 мм и длиной 6 м. Для изучения комплексов планктонных фораминифер были отобраны 17 образцов в интервале разреза колонки от 313 до 380 см, весом около 20 г каждый. Образцы промывались на сите с диаметром ячеек 150 мкм, после чего квартовались с помощью микросплиттера до получения навески, содержащей около 300–400 раковин фораминифер. После этого производились определение и подсчет раковин планктонных фораминифер с последующим вычислением процентного содержания каждого вида в образце. Диагностика видов выполнялась согласно работам Ф. Флегера и др. (Phleger et al., 1953), Т. Сайто и др. (Saito et al., 1981), Дж. Оттенс (Ottens, 1992) и др., а на уровне высших таксонов – согласно сводке А. Леблик и Х.Теппен (Loeblich, Tappan, 1987).

Данные по процентному соотношению всех видов анализировались в пакете статистических программ Statistica 4.4. Для математической оценки сходства распространения видов фораминифер, а также образцов по количественному составу комплексов в исследуемом интервале проводились кластерный и факторный анализы.

ЛИТОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ

Разрез колонки 274G представлен пелагическими и гемипелагическими глобигериновыми илами плейстоцен-голоценового возраста, на некоторых уровнях с алевритовыми прослоями. Общая мощность вскрытых осадков составила 476 см. Сапропелевидный прослой с содержанием органического углерода от 0.5 до 1.1% по весу (Sadekov, 2002) и общей мощностью 16 см расположен на глубине 341–357 см от поверхности дна. По литологическим характеристикам слой может быть подразделен на три части (рис. 2).

Нижняя часть (357–354 см) – глина сапропелевидная (0.7% C_{орг}) темно-зеленого цвета с буроватым оттенком, плотная, тонкослоистая.

Прослой мощностью в 1 см (354–353 см), представленный светло-серой, голубоватой глиной.

Верхняя часть (354–341 см) – глина сапропелевидная (1.1% C_{орг}) темно-зеленого цвета с тонкими следами илоедов, заполненными более светлым осадком.

Приблизительное определение возраста (рис. 2) основывается на данных по изотопному составу кислорода в раковинах планктонных фораминифер вида *Globigerina bulloides* d'Orbigny. Первый сверху минимум значений $\delta^{18}\text{O}$, отражающий последний гляциальный максимум, имевший место

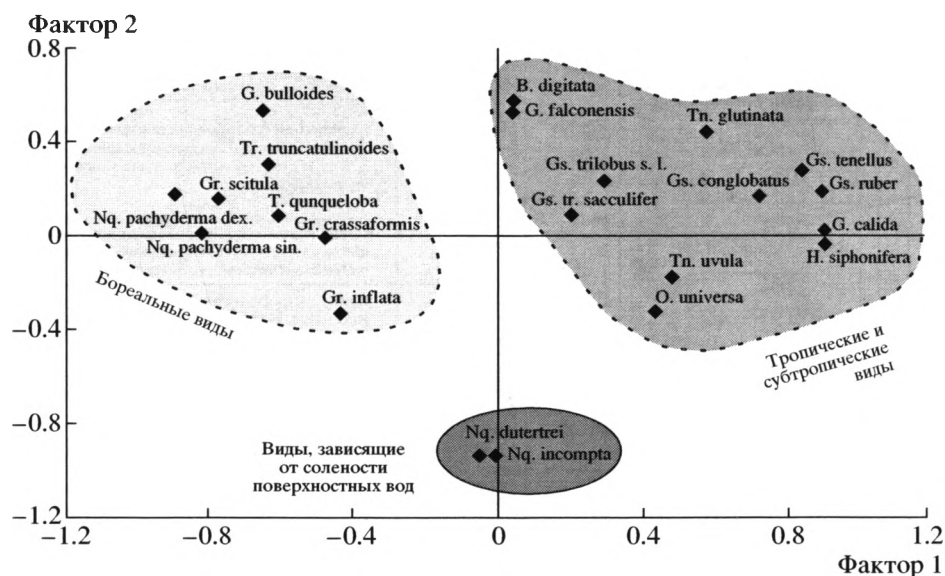


Рис. 3. Результаты факторного анализа данных распространения видов планктонных фораминифер в исследуемом интервале (при анализе использовался метод принципиальных компонент с вращением "Quadrimax raw").

18–20 тыс. лет назад, выявлен на глубине 100–120 см, а граница между плейстоценом и голоценом может быть помещена на глубине около 75 см. Если предположить стабильность скорости седиментации, то начало накопления сапропелевидного прослоя находится в пределах пятой изотопной стадии.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В исследуемом интервале было установлено 19 видов и 6 подвидов планктонных фораминифер (табл. I, II).

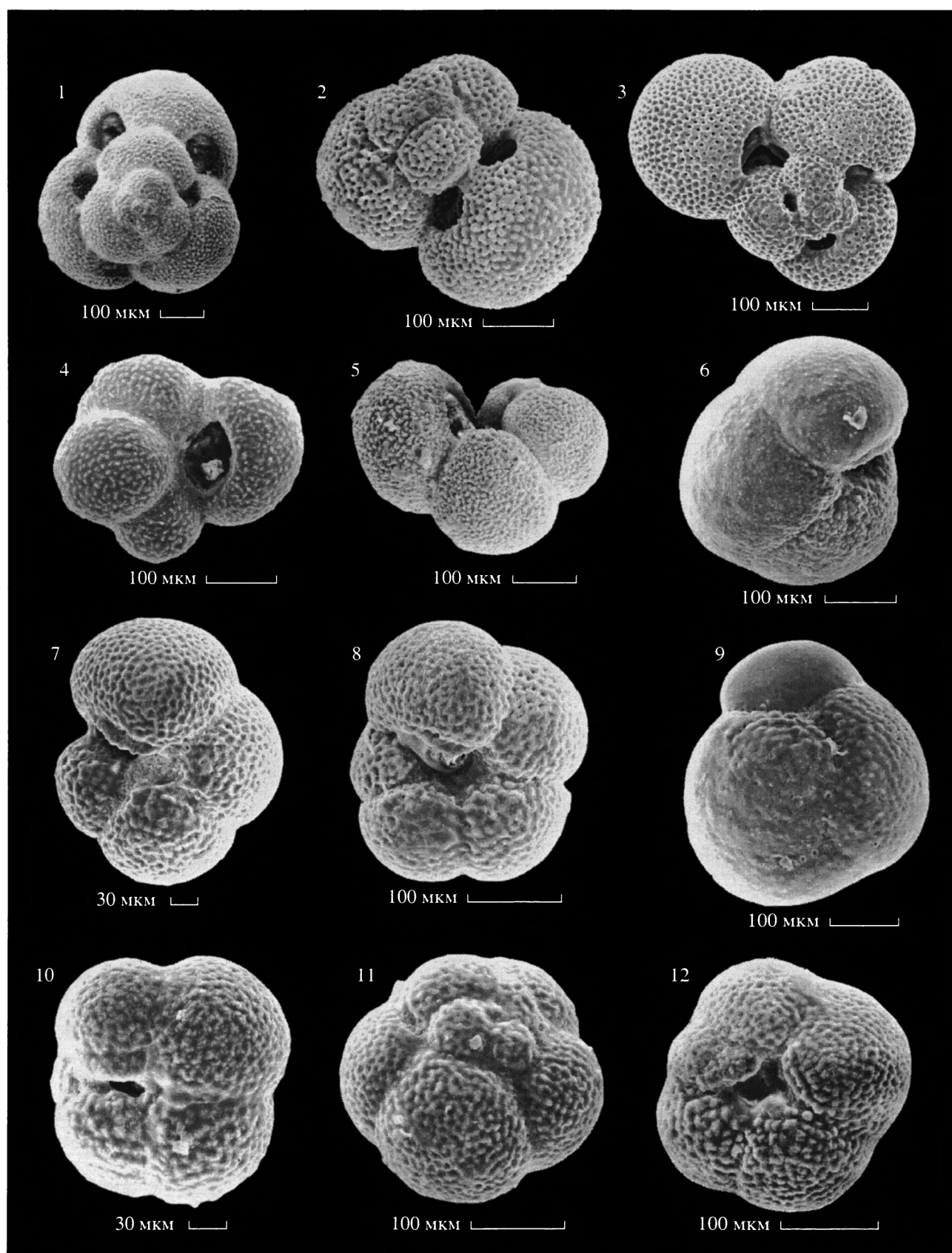
Данные факторного анализа позволяют объединить все виды, основываясь на особенностях их распространения, в три группы (рис. 3). Сходные по составу группы были впервые выделены статистическими методами Р. Танеллом в 1978 г. на основании изучения распространения видов планктонных фораминифер в современных осадках Средиземного моря (Thunell, 1978). Они были интерпретированы как группы, отражающие экологию фораминифер и зависящие от физико-химических параметров приповерхностных водных масс (Ottens, 1992; Pujol, Vergnaud-Grazzini,

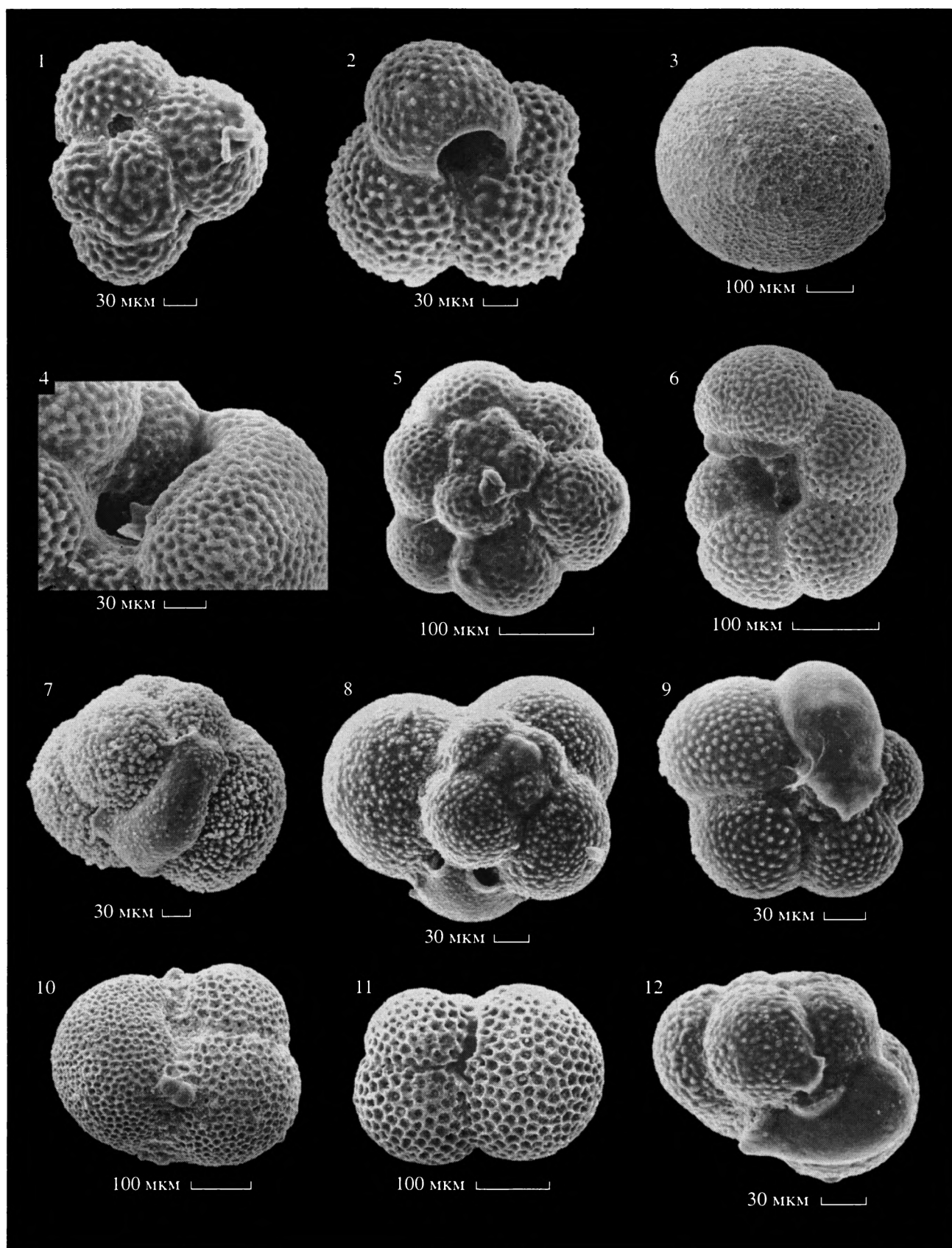
1995). Позднее это же было подтверждено при изучении распространения живых фораминифер в толще воды. Таким образом, виды планктонных фораминифер объединяются в изучаемом интервале в комплексы, в основе которых находится экология этой группы организмов, что в свою очередь свидетельствует о пелагическом типе накопления (частица за частицей) сапропелевидного слоя и исключает возможность переотложения осадка в результате турбидитных или оползневых процессов. Исходя из процентного содержания в усредненном по всем образцам комплексе, все виды планктонных фораминифер могут быть объединены в три группы (рис. 4).

Первая группа включает доминантные виды – виды, содержание которых в комплексах составляет более 10%. К этой группе относятся: Globigerinoides ruber (d'Orbigny), Globigerina bulloides d'Orbigny, Neoglobobulimina inflata (Ehrenberg), Globobulimina inflata (d'Orbigny) и группа Neoglobobulimina incompta (Cifelli). Данная группа описывает более 69% всех изменений в общем комплексе планктонных фораминифер исследуемого интервала.

Фототаблица I. Виды планктонных фораминифер

1–3 – Globigerinoides ruber (d'Orbigny, 1839); 1, 3 – вид со спиральной стороны; 2 – вид сбоку; 4, 5 – Globigerina bulloides d'Orbigny, 1826, 4 – вид с пупочной стороны; 5 – вид сбоку; 6, 9 – Globobulimina inflata (d'Orbigny, 1839); 6 – вид с пупочной стороны; 9 – вид со спиральной стороны; 7, 8 – Neoglobobulimina incompta (Cifelli, 1961); 7, 8 с пупочной стороны; 10–12 – Neoglobobulimina pachyderma (Ehrenberg, 1861); 10, 12 – вид с пупочной стороны; 11 – вид со спиральной стороны.





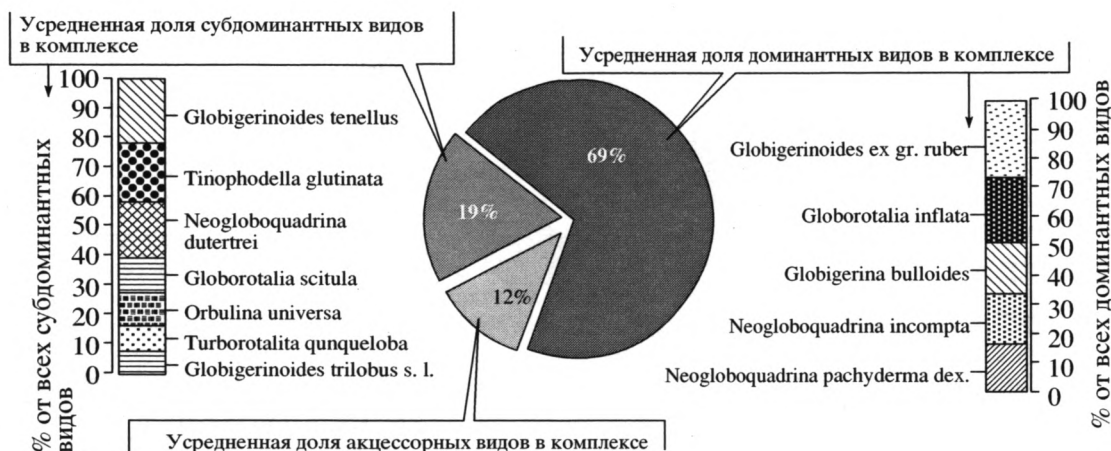


Рис. 4. Соотношение видов планктонных фораминифер (в усредненном по всем образцам из исследуемого интервала комплексе).

Вторая группа содержит субдоминантные виды и включает *Tinophodella glutinata* (Egger), *Globorotalia scitula* (Brady), *Globigerinoides tenellus* Parker, *Globigerinoides trilobus* Reuss, *Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny), *Turborotalita quinqueloba* (Natland), *Orbulina universa* d'Orbigny. Содержание каждого из этих видов изменяется от 0 до 10%, в сумме эти виды описывают около 19% всех изменений в комплексах планктонных фораминифер.

Третья группа характеризуется видами, содержание которых никогда не превышает 5%. К таким относятся *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globigerina calida* Parker, *Globigerina falconensis* Blow, *Globorotalia crassaformis* (Galloway et Wissler), *Truncorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny), *Tinophodella uvula* (Ehrenberg), *Hastigerina siphonifera* (d'Orbigny).

Результаты анализа распределения доминантных видов были положены в основу экозонального подразделения исследуемого интервала с использованием методики, описанной в работах Ф.Дж. Йориссен и Л. Капотонди (Jorissen et al., 1993; Capotondi et al., 1999). Всего было выделено пять экозон (рис. 5).

Экозона 1. (Предсапропелевый интервал 380–363 см). Эта экозона характеризуется преобладанием бореальных видов (Thunell, 1978; Pujol, Vergnaud-Grazzini, 1995), таких как: *Globigerina bulloides* (>20%) и *Globorotalia inflata* (15–20%). Доля *Globigerinoides ex gr. ruber* в комплексе меньше

чем 10% и возрастает вверх по разрезу, имея тем самым обратную корреляцию с трендом процентного содержания *Neogloboquadrina pachyderma* dex. и *Turborotalita quinqueloba*. Также в этом интервале отмечено присутствие *Neogloboquadrina pachyderma* sin. Данная экозона отражает гляциальную эпоху в истории бассейна и характеризуется холодноводным режимом со средними температурами поверхностных вод около 17–20°C (Sadekov, 2002).

Экозона 2. (Нижняя часть сапропелевидного слоя с характерной тонкой слоистостью, интервал 363–354 см). Данная экозона характеризуется относительно высоким содержанием *Neogloboquadrina dutertrei* (8%) и доминированием, по всей видимости, экологически сходной в Средиземноморском бассейне группы *Neogloboquadrina incompta* (>20%) (Ottens, 1992). Доля *Globigerinoides ex gr. ruber*, так же как и в предшествующем интервале, имеет положительный тренд и характеризуется значениями от 13 до 20%.

Neogloboquadrina dutertrei в Средиземноморском бассейне известна как вид, имеющий максимальное распространение в районах с пониженной соленостью поверхностных вод (Thunell, 1978; Pujol, Vergnaud-Grazzini, 1995). Таким образом, экозона 2 отражает интервал с пониженной соленостью поверхностных вод бассейна и с переходным от гляциального к интергляциальному температурным режимом. Доминирование данного вида часто наблюдается в комплексах планк-

Фототаблица II. Виды планктонных фораминифер.

1, 2 – *Globigerinoides tenellus* (Parker, 1958); 1 – вид со спиральной стороны; 2 – вид с пупочной стороны; 3 – *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839; общий вид; 4–6 – *Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny, 1826); 4 – вид устья; 5 – вид со спиральной стороны; 6 – вид пупочной стороны; 7, 8 – *Tinophodella glutinata* (Egger, 1895); 7 – вид сбоку; 8 – вид со спиральной стороны; 9, 12 – *Turborotalita quinqueloba* (Natland, 1938); 9 – вид пупочной стороны; 12 – вид сбоку; 10, 11 – *Globigerinoides trilobus* Reuss, 1850; вид с пупочной стороны.

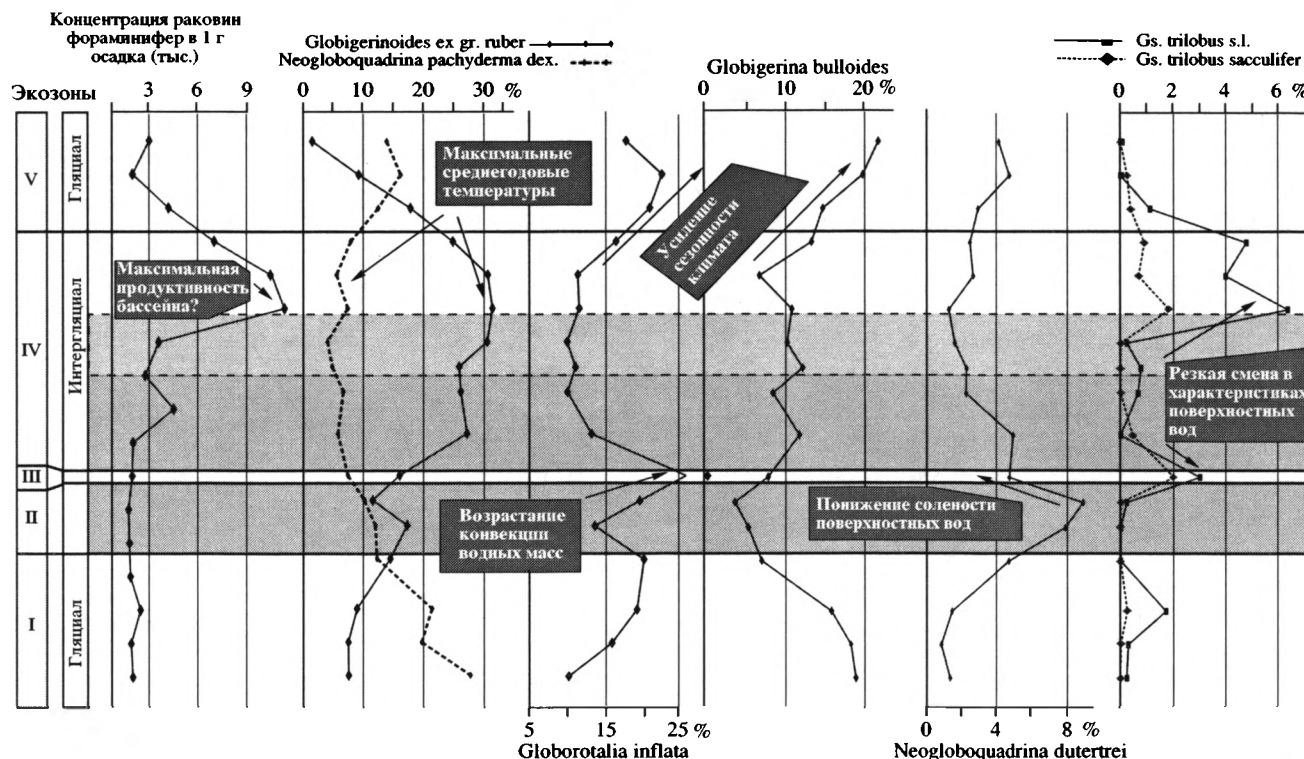


Рис. 5. Распределение наиболее важных видов планктонных фораминифер в разрезе сапропелевидного прослоя колонки 274G.

тонных фораминифер из сапропелевых слоев Восточного Средиземноморья и является одним из доказательств в пользу развития стратификации водных масс за счет опреснения поверхностных вод (Negri et al., 1999). Но в нашем случае эконона 2 не включает в себя весь сапропелевидный прослой, а соответствует лишь его нижней части, которая в основном характеризуется максимальными изменениями содержания “температурно-зависимых” видов, таких как *Neogloboquadrina pachyderma dex.* и *Globigerinoides ex gr. ruber*. Стоит отметить, что переход между комплексами планктонных фораминифер двух выше описанных экононов очень плавный, также постепенно в этом интервале увеличивается и содержание органического углерода в осадках. Это свидетельствует о постепенных изменениях в океанографии бассейна во время начала накопления НОВС.

Эконона 3 (прослой толщиной в 1 см, прерывающий сапропелевидную седиментацию и характеризующийся нормально пелагическими осадками – интервал 354–353 см). К этой экононе приурочены максимальное обилие *Globorotalia inflata* (26%) и относительно высокое содержание *Globigerinoides trilobus s.l.* В данном интервале доля *Neogloboquadrina spp.* и *Globigerinoides ex gr. ruber* остается такой же, как и в предыдущей экононе.

Повышенное содержание *Globorotalia inflata* в настоящее время регистрируется в самых запад-

ных частях Средиземного моря, в районах с наибольшей степенью влияния атлантических водных масс и там, где обнаружена сильная конвекция в приповерхностных водах (Ariztegui et al., 2000; Pujol, Vergnaud-Grazzini, 1989).

Явление прерывания накопления сапропелей прослоями пелагических осадков с фоновыми содержаниями органического вещества давно известно в Восточном Средиземноморье (Rijk et al., 1999; Myers et al., 1998; Rohling et al., 1997). Детальное изучение этого прослоя в наиболее молодом сапропеле S1 показало также сходную зависимость в соотношении видов *Globorotalia inflata* и *Globigerinoides trilobus s.l.* Кроме того, был отмечен факт увеличения доли *Neogloboquadrina pachyderma* и уменьшения *Globigerinoides ruber*. Последнее и послужило главным образом для предположения о локальном резком похолодании (Bernasconi, Pika-Biolzi, 2000; Rijk et al., 1999), сходном, возможно, по природе с “событием раннего дриаса” (хорошо известным в Северной Атлантике и в других регионах). Хотя в нашем случае использование этой гипотезы затруднено (роль температурно-зависимых видов не изменяется), факт аналогичного изменения комплексов фораминифер в Западном Средиземноморье весьма интересен вследствие большой удаленности изучаемых регионов, а также в связи с разновозрастностью осадков, содержащих НОВС. Воз-

можно, это свидетельствует о широкомасштабности или схожести процессов, способных быстро (обе границы слоя резкие и не биотурбированные) и кратковременно (продолжительность до первых сотен лет – Rijk et al., 1999) приостанавливать захоронение органического вещества в осадках Средиземного моря.

Экозона 4 (верхняя часть сапропелевидного слоя и перекрывающие осадки – интервал 353–323 см, соответствующий слою светло-серых голубоватых глин и части слоя светло-серого с желтоватым оттенком; первый, по всей видимости, является окисленной частью НОВС (Е. Rohling, устное сообщение). Комплекс планктонных фораминифер характеризуется преобладанием *Globigerinoides ex gr. ruber* (20–33%) и относительно высоким содержанием *Globigerinoides tenellus* и других видов, считающихся субтропическими и тропическими (Pujol, Vergnaud-Grazzini, 1995). Данный интервал характеризует интергляциальное время с температурами поверхностных вод около 21–26°C (Sadokov, 2002). В самой верхней части “окисленного” сапропелевидного слоя зарегистрировано максимальное фораминиферовое число (количество раковин фораминифер в 1 г осадка). Некоторые авторы (Negri et al., 1999) используют данную величину как показатель палеопродуктивности бассейна. Если это верно для данного случая, то максимальная продуктивность поверхностных вод совпадала с концом накопления НОВС. Это может свидетельствовать о том, что продуктивность влияет на формирование НОВС, но не является их первопричиной.

Экозона 5 (от 25 до 35 см выше кровли НОВС). Состав комплекса планктонных фораминифер, в общем, сходен с таковым экозоны 1, но отличается более низким содержанием *Neoglobobulimina inflata* (<15%) и большей долей *Globobulimina inflata*. Этот интервал также отражает ледниковую эпоху, но, исходя из высокой роли *Globobulimina inflata* и *Globigerina bulloides*, характеризуется более резкой сезонностью климата (Pujol, Vergnaud-Grazzini, 1989).

ВЫВОДЫ

Обнаруженный в западной части Балеарского бассейна сапропелевидный прослой не является результатом деятельности плотностных потоков (турбидитов) или других склоновых процессов, поскольку он характеризуется закономерной сменой комплексов планктонных фораминифер. Этот прослой отражает изменения в океанографии и климате исследуемого региона.

Исходя из анализа комплексов планктонных фораминифер, исследуемый сапропелевидный горизонт начал накапливаться в плейстоцене в период, характеризующийся в регионе общим по-

теплением климата и пониженной соленостью поверхностных водных масс. Накопление НОВС продолжалось в течение почти всей последующей межледниковой эпохи. Оно было осложнено кратковременным повышенным притоком атлантических водных масс, вызванным, возможно, резким похолоданием в Средиземноморье (может быть главным образом на востоке), когда накапливались пелагические осадки с фоновым содержанием органического углерода.

Выявленные сходные черты в изменении комплексов планктонных фораминифер в изученном интервале и таковых из сапропелей Восточного Средиземноморья подчеркивают возможную аналогичную природу процессов, влиявших на формирование НОВС для всего Средиземного моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ariztegui D., Ascoli A., Lowe J.J. et al. Palaeoclimate and the formation of sapropel S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the central Mediterranean region // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2000. V. 158. P. 215–240.
- Bernasconi S., Pika-Biolzi M. A stable isotope study of multiple species of planktonic foraminifera across sapropels of the Tyrrhenian Sea, ODP Site 974 // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2000. V. 158. P. 281–292.
- Bouloubassi I., Rullkotter J., Meyers P.A. Origin and transformation of organic matter in Pliocene–Pleistocene Mediterranean sapropels: organic geochemical evidence reviewed // *Marine Geol.* 1999. V. 153. P. 177–197.
- Capotondi L., Borsetti A.M., Morigi C. Foraminiferal ecozones, a high resolution proxy for the late Quaternary biochronology in the central Mediterranean Sea // *Marine Geol.* 1999. V. 153. P. 253–274.
- Comas M., Zahn R., Klaus A. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 1996. V. 161. 1023 p.
- Cramp A., O'Sullivan G. Neogene sapropels in the Mediterranean: a review // *Marine Geol.* 1999. V. 153. P. 11–28.
- Emeis K.-C., Camerlenghi A., McKenzie J.A. et al. The occurrence and significance of Pleistocene and Upper Pliocene sapropels in the Tyrrhenian Sea // *Marine Geol.* 1991. V. 100. P. 155–182.
- Jorissen F.J., Ascoli A., Borsetti A.M. et al. Late Quaternary central Mediterranean biochronology // *Marine Micropaleontol.* 1993. V. 21. P. 169–189.
- Kaller N., Duplessy J.-C., Labeyrie L. et al. Mediterranean pluvial periods and sapropel formation over the last 200 000 years // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2000. V. 157. P. 45–58.
- Kenyon N.H., Ivanov M.K., Akhmetzhanov A.M., Akhmetzhanov G.G. Multidisciplinary study of geological processes on the North East Atlantic and Western Mediterranean margins // *Intergovernmental Oceanographic Commission. Technical series.* 2000. V. 56. 102 p.
- Kidd R.B., Cita M.B., Ryan W.B.F. Stratigraphy of eastern Mediterranean sapropel sequences recovered during Leg 42A and their paleoenvironmental significance // *Initial Rep. of the DSDP.* Wash. 1978. V. 42A. P. 421–443.

- Loeblich A.R., Tappan H. Foraminifera genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company. New York. 1987. 970 p.
- McKenzie J.A. Introduction. Mediterranean sapropels: observation, interpretation and models // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2000. V. 158. P. iii-v.
- Myers P.G., Rohling E.J. Modeling a 200-Yr interruption of the Holocene sapropel S1 // *Quaternary Res.* 2000. V. 53. P. 98–104.
- Myers P.G., Haines K., Rohling E.J. Modeling the paleocirculation of the Mediterranean: The last glacial maximum and the Holocene with emphasis on the formation of sapropel S1 // *Paleoceanography.* 1998. V. 13. P. 586–606.
- Negri A., Capotondi L., Keller J. Calcareous nannofossils, planktonic foraminifera and oxygen isotopes in the late Quaternary sapropels of the Ionian Sea // *Marine Geol.* 1999. V. 157. P. 89–103.
- Ottens J.J. Planktonic foraminifera as indicators of ocean environments in the Northeast Atlantic. Ph.D Thesis. Vrije Universiteit, Amsterdam. 1992. 188 p.
- Pedersen T.F., Calvert S.E. Anoxia vs productivity: What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bul.* 1990. V. 74. P. 454–466.
- Phleger F.B., Parker F.L., Peirson J.F. North Atlantic Foraminifera // Ed. Pettersson H. Reports of the Swedish deep-sea expedition 1947–1948. V. VII. Sediments cores from the North Atlantic Ocean. 1953. 121 p.
- Pujol C., Vergnaud-Grazzini C. Palaeoceanography of the last deglaciation in the Alboran Sea (Western Mediterranean). Stable isotopes and planktonic foraminiferal records // *Marine Micropaleontol.* 1989. P. 153–179.
- Pujol C., Vergnaud-Grazzini C. Distribution patterns of live planktic foraminifers as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea // *Marine Micropaleontol.* 1995. V. 25. P. 187–217.
- Rijk S.D., Hayes A., Rohling E.J. Eastern Mediterranean sapropel S1 interruption: an expression of the onset of climatic deterioration around 7 ka BP // *Marine Geol.* 1999. V. 153. P. 337–343.
- Rohling E.J., Thunell R.C. Five decades of Mediterranean palaeoclimate and sapropel studies // *Marine Geol.* 1999. V. 153. P. 7–10.
- Rohling E.J., Jorissen F.J., Stigter H.C. 200 year interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea // *J. Micropaleontol.* 1997. V. 16. P. 97–108.
- Rossignol-Strick M., Nesteroff W., Olive P., Vergnaud-Grazzini C. After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation // *Nature.* 1982. V. 295. P. 105–110.
- Ryan W.B.F. Stratigraphy of Late Quaternary sediments in the Eastern Mediterranean // Ed. Stanley D.J. The Mediterranean Sea. Dowden, Hutchinson and Ross. Stroudsburg. 1972. P. 149–169.
- Sadekov A.Y. Plankton foraminiferal zonation of a sapropelic bed from the late Quaternary sediments of the Western Balearic Sea // TTR11 Post-Cruise Meeting and International Conference. Geosphere/Biosphere/Hydrosphere Coupling Processes, Fluid Escape Structures and Tectonics at Continental Margins and Oceanic Ridges. Aveiro. Portugal. 2002. P. 81–83.
- Saito T., Thompson P.R., Breger D. Systematic index of Recent and Pleistocene planktonic foraminifera. University of Tokyo Press. 1981. 190 p.
- Thunell R.C. Distribution of recent planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean Sea // *Marine Micropaleontol.* 1978. V. 3. P. 147–173.

Рецензенты М.Е. Былинская, И.А. Басов

Сдано в набор 30.11.2004 г.	Подписано к печати 02.02.2005 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈
Цифровая печать	Усл. печ. л. 14.0	Уч.-изд. л. 14.0
	Тираж 239 экз.	Бум. л. 7.0
	Зак. 160	

Учредитель: Российская академия наук

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
 Оригинал-макет подготовлен МАИК "Наука/Интерпериодика"
 Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099 Москва, Шубинский пер., 6

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 мембраны
 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 языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных 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/Интерпериодика" на английском языке