

ISSN 0869-592X

Том 11, Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2003



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



журналу **10** лет

<http://www.maik.ru>



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 11 № 5 2003 Сентябрь–Октябрь

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Члены редакционной коллегии:

А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев, И. А. Басов,
М. Бассет, В. А. Берггрэн, Е. В. Бибилова, Н. А. Богданов,
О. Валлизер, А. Б. Герман (*ответственный секретарь*),
Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда, В. А. Захаров, Д. Кальо,
К. И. Кузнецова, Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко, Ю. Ремане,
А. Ю. Розанов, М. А. Семихатов (*заместитель главного редактора*),
Б. А. Соколов, Сунь Вейго, М. А. Федонкин, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

Адрес редакции: 119180 Москва, Старомонетный пер., 22,
Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, комн. 2, тел. 951-21-64

Москва
Издательство “Наука”
Международная академическая
издательская компания “Наука/Интерпериодика”

СОДЕРЖАНИЕ

Том 11, номер 5, 2003

Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане <i>А. Б. Кузнецов, М. А. Семихатов, И. М. Горохов, Н. Н. Мельников, Г. В. Константинова, Э. П. Кутявин</i>	3
Планктонные и бентосные космополитные сообщества фораминифер юры Центральной Турции <i>К. И. Кузнецова, Н. Ю. Брагин, А. И. Вознесенский, У. К. Текин</i>	40
Палинологическая характеристика палеоцена севера Западно-Сибирской плиты <i>Л. Б. Бакиева</i>	58
Положение понта Восточного Паратетиса в магнитохронологической шкале <i>М. А. Певзнер, В. Н. Семенов, Э. А. Вангенгейм</i>	72
Головнинская свита плиоцена–плейстоцена о. Кунашир (Курилы): стратиграфия и условия формирования <i>В. С. Пушкарь, Н. Г. Разжигаева</i>	82
Флора и растительность донаревского плейстоцена Беларуси <i>Т. В. Якубовская, Э. А. Крутоус</i>	95
Метод “золотого гвоздя”: возможно ли совмещение времени геологического и физического? <i>С. С. Лазарев</i>	111

Краткие сообщения

Стратиграфический кодекс – творение коллективное (к 25-летию выхода первого отечественного стратиграфического кодекса) <i>А. И. Жамойда</i>	117
--	-----

Хроника

Теория и практика стратиграфии (к публикации на русском языке “Международного стратиграфического руководства” (сокращенная версия) <i>Ю. Б. Гладенков</i>	123
--	-----

Contents

Vol. 11, No. 5, 2003

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

- Sr Isotope Composition in Carbonates of the Karatau Group, Southern Urals, and Standard Curve of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Variations in the Late Riphean Ocean
A. B. Kuznetsov, M. A. Semikhatov, I. M. Gorokhov, N. N. Mel'nikov, G. V. Konstantinova, and E. P. Kutuyavin 3
- Jurassic Planktonic and Benthic Cosmopolitan Foraminiferal Communities of Central Turkey
K. I. Kuznetsova, N. Yu. Bragin, A. I. Voznesenskii, and U. K. Tekin 40
- Palynological Characteristics of Paleocene Deposits in the Northern West Siberian Plate
L. B. Bakieva 58
- Position of the Pontian of the Eastern Paratethys in the Magnetostratigraphical Scale
M. A. Pevzner, V. N. Semenenko, and E. A. Vangengeim 72
- The Pliocene–Pleistocene Golovnin Formation of Kunashir Island (the Kuriles): Stratigraphy and Formation Conditions
V. S. Pushkar and N. G. Razzhigaeva 82
- Flora and Phytocoenoses of the Pre-Narev Pleistocene, Belarus
T. V. Yakubovskaya and E. A. Krutous 95
- The "Golden Spike" Method: A Problem of Geological and Physical Time Compatibility
S. S. Lazarev 111
-

Brief Communication

- The Stratigraphic Code is a Collective Work
(on Occasion of 25th Anniversary of the First Russian Stratigraphic Code)
A. I. Zhamoida 117
-

Chronicle

- Theory and Practice of Stratigraphy (on the Occasion of Russian Edition of the Abridged International Stratigraphic Guide)
Yu. B. Gladenkov 123
-
-

УДК 546.42:552.54:71(470.5)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ КАРАТАВСКОЙ СЕРИИ ЮЖНОГО УРАЛА И СТАНДАРТНАЯ КРИВАЯ ВАРИАЦИЙ ОТНОШЕНИЯ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В ПОЗДНЕРИФЕЙСКОМ ОКЕАНЕ

© 2003 г. А. Б. Кузнецов*, М. А. Семихатов**, И. М. Горохов*, Н. Н. Мельников*,
Г. В. Константинова*, Э. П. Кутявин*

* Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

** Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 10.04.2003 г., получена после доработки 20.05.2003 г.

Изучение Rb-Sr систематики карбонатных пород типа верхнего рифея – каратавской серии Южного Урала – позволило построить фрагменты кривой вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейской морской воде и выявить ранее неизвестные черты этой кривой. Образцы карбонатных пород, использованные для ее построения, выбраны на основании жестких геохимических критериев сохранности (для известняков $\text{Mn}/\text{Sr} \leq 0.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 5.0$, $\text{Mg}/\text{Ca} \leq 0.024$; для доломитов $\text{Mn}/\text{Sr} \leq 1.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 3.0$, $\text{Mg}/\text{Ca} \geq 0.608$) и прошли предварительную обработку 1N раствором ацетата аммония для частичного удаления эпигенетических карбонатных фаз. На основании обобщения вновь полученных и опубликованных Sr-изотопных данных по ключевым разрезам верхнего рифея предложена усовершенствованная стандартная кривая вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане. Установлено, что 1030–810 млн. лет назад это отношение оставалось примерно постоянным, варьируя в пределах 0.70519–0.70566, около 775 млн. лет назад повысилось до 0.70611, а затем 765–740 млн. лет назад понизилось до 0.70561–0.70575. В интервале 740–690 млн. лет назад рассматриваемое отношение колебалось в пределах 0.70646–0.70686 с кратковременным снижением до 0.70620 около 720 млн. лет назад. В конце позднего рифея, 660–640 млн. лет назад, оно уменьшилось до 0.70538–0.70580, после чего на протяжении венда и начала кембрия увеличилось до 0.70840–0.70860. Вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане были обусловлены сочетанием ряда особенностей геодинамики, магматизма, колебаний уровня моря, а также сменой состава источников сноса в ходе позднерифейской эрозии и, возможно, климатическими флуктуациями на суперконтиненте и его фрагментах.

Ключевые слова. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане, поздний рифей, карбонатные породы, каратавская серия, серии Атар, Шалер, Академикербрэн, формация Биттер Спрингс.

Восстановление хронологических вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водах палеоокеанов – важный инструмент реконструкции геодинамических обстановок прошлого, оценки состава и интенсивности эрозии земной коры на разных этапах ее эволюции, а при наличии высокого градиента названного отношения и корреляции карбонатных толщ. Действенность этого инструмента определяется следующим. 1. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во всем объеме Мирового океана в каждый момент геологической истории постоянно, так как время пребывания Sr в морской воде на три порядка больше времени полного перемешивания океанических вод (Goldberg, 1963; Faure, 1986; Aberg, Wickman, 1987; Hodell et al., 1989). 2. Вариации этого отношения во времени определяются изменениями соотношений трех переменных: объема мантийного потока Sr с низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, объема континентального стока и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этом стоке (Faure et al., 1965; Veizer, Compston, 1974; Palmer, Edmond, 1989; Richter

et al., 1992; Jacobsen, Kaufman, 1999; Семихатов и др., 2002). 3. Морские Ca-содержащие (в первую очередь, карбонатные) минералы наследуют изотопный состав Sr среды седиментации и способны сохранять в первичных минеральных фазах эту изотопную метку до настоящего времени (Peterman et al., 1970; Tremba et al., 1975; Koepnick et al., 1985).

Для фанерозойского этапа развития Земли построена детальная и непротиворечивая кривая изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде (Burke et al., 1982; Koepnick et al., 1985; Denison et al., 1994; Veizer et al., 1999; McArthur et al., 2001 и ссылки в этих работах). Значительные участки этой кривой обеспечивают корреляцию и даже хронологическую калибровку карбонатных последовательностей с высокой точностью (DePaolo, Ingram, 1985; McArthur, 1994; Diener et al., 1996; Ebner et al., 2001; Melezhik et al., 2002), а некоторые ее экстремумы нашли прямую связь с определенными геодинамическими событиями про-

шлого (Hodell et al., 1990; Richter et al., 1992; Goddard, Francois, 1995).

Работы по восстановлению вариаций изотопного состава Sr в протерозойском океане начались позднее (Veizer, Compston, 1976; Veizer et al., 1983) и активизировались лишь в последние 10–12 лет (Degry et al., 1989, 1992; Asmerom et al., 1991; Покровский. Виноградов, 1991; Kaufman et al., 1993, 1997; Mirola, Veizer, 1994; Горохов и др., 1995, 1998; Gorokhov et al., 1996; Кузнецов и др., 1997; Семихатов и др., 1998, 2002; Виноградов и др., 1998; Walter et al., 2000; Bartley et al., 2001 и ссылки в этих работах). Но даже в относительно хорошо изученном позднерифейском интервале эти исследования не привели к созданию непротиворечивой кривой изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде (Melezhik et al., 2001). Это связано с рядом как объективных, так и субъективных трудностей: недостаточным числом протерозойских карбонатных толщ с надежной возрастной привязкой, недооценкой эпигенетических преобразований карбонатных пород, отсутствием единых критериев сохранности Rb-Sr изотопных систем в этих породах и недостаточной базой данных.

Преодоление отмеченных трудностей возможно лишь на основе комплексного подхода, который включает ряд процедур. 1. Изучение протяженных карбонатсодержащих осадочных последовательностей. 2. Привлечение надежных изотопно-геохронологических данных для определения возраста членов этих последовательностей. 3. Проведение палеофациального анализа изучаемых отложений. 4. Введение строгих геохимических критериев оценки сохранности изотопных систем карбонатных пород. 5. Использование селективного растворения образцов для удаления неогенетичных карбонатных фаз. Применение такого подхода к изучению пограничных отложений среднего и верхнего рифея Сибири позволило получить наиболее обоснованный на сегодня фрагмент протерозойской кривой вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде, который относится ко времени планетарного Гренвилевского орогенеза и образования суперконтинента Родиния (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 1998, 2002). Дальнейшая эволюция изотопного состава Sr в позднерифейском океане известна лишь в общих чертах (Кузнецов и др., 1997; Jacobsen, Kaufman, 1999; Walter et al., 2000) и, как уже говорилось, разными авторами трактуется неоднозначно. Причина этого во многом определяется тем, что основой для построения соответствующей части кривой долгое время служили данные по дискретным отрезкам разрезов Арктической Канады и Шпицбергена, которые недостаточно строго привязаны к хронометрической шкале.

Настоящая работа преследует три цели: 1. Представить новые данные об отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

в верхнерифейских карбонатных породах Южного Урала. 2. Построить непротиворечивую кривую вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане на основании критического обобщения Sr-изотопных данных для ключевых разрезов Сибири, Южного Урала, Австралии, Арктической Канады и Шпицбергена. 3. Рассмотреть геодинамический фон эволюции изотопного состава Sr в морской воде позднего рифея. Главным объектом исследования послужил тип верхнего рифея – каратавская серия Южного Урала. Преимущества ее разреза по сравнению с другими названными разрезами определяются значительным возрастным объемом, обилием слабо измененных карбонатных пород и представительной био-стратиграфической и изотопно-геохронологической характеристикой отложений.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВОЗРАСТНЫЕ РАМКИ И СТРОЕНИЕ КАРАТАВСКОЙ СЕРИИ

Представляющая собою тип верхнего рифея (каратавия) мощная (3.5–5.5 км) терригенно-карбонатная каратавская серия развита главным образом на западном крыле Башкирского мегантиклинория – крупной складчато-надвиговой структуры западного склона Южного Урала. На подстилающей юрматинской серии (типе среднего рифея) каратавские отложения залегают несогласно и несогласно же перекрыты терригенными толщами ашинской серии венда. Нижняя часть ашинской серии по присутствию тиллоидов и единичным изотопным датировкам относится к нижнему венду (Стратотип рифея, 1983; Беккер, 1988; Маслов и др., 2001 и ссылки в этих работах).

В современной региональной стратиграфической шкале (Стратотип рифея, 1983; Козлов и др., 1991; Унифицированные региональные..., 1993; Маслов и др., 2001) в составе каратавской серии выделяются шесть свит (снизу вверх): силикокластическая зильмердакская (1200–3300 м), пестроцветная известняковая катавская (150–350 м), изменчивая по составу терригенно-карбонатная инзерская (300–800 м), известково-доломитовая миньярская (350–650 м), терригенно-карбонатная укская (160–350 м), венчающая разрез серии на западном крыле Башкирского антиклинория, и терригенная криволукская (до 560 м), сохраняющаяся от предвендского размыва только на восточном крыле антиклинория. Три нижние свиты связаны между собой постепенными переходами, тогда как в основании укской, а местами и в основании миньярской свиты наблюдаются стратиграфические несогласия (Беккер, 1961, 1988; Раабен, 1975; Козлов и др., 1991; Маслов и др., 2001; Маслов, 2002а). Первые результаты C-изотопного хемотратиграфического изучения каратавских отложений (Подковыров и др., 1998) показа-

ли, что в изученных разрезах миньярской свиты отсутствуют протяженные интервалы с высокими положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$, свойственные верхним горизонтам верхнего рифея различных континентов (Kaufman, Knoll, 1995; Kaufman et al., 1997; Kah et al., 1999; Walter et al., 2000). Отсутствие таких интервалов В.Н. Подковыров, М.А. Семихатов, А.Б. Кузнецов и их соавторы (1998), а затем и М.Е. Раабен (2001) связывали с выпадением значительных отрезков разреза в результате преддукского перерыва. Впрочем, убедительность такого вывода снижалась из-за недостаточной обнаженности в изученных разрезах верхних горизонтов миньярской свиты (Раабен, 2001). В этой связи отметим, что упомянутых интервалов нет не только в двух разрезах миньярской свиты, описанных в статье В.Н. Подковырова и др. (1998), но и в заведомо полно опробованном разрезе этой свиты по руч. Кужай выше дер. Бакеево, по которому мы теперь имеем С-изотопную информацию. Вместе с тем, в пользу вывода о региональном характере преддукского перерыва свидетельствуют и геологические данные: на контакте миньярской и укской свит местами наблюдаются брекчированные железомарганцевые скопления, а базальные горизонты укской свиты, представленные песчаниками с прослоями гравелитов и редких конгломератов, залегают на разных горизонтах верхней известняковой (шубинской) пачки миньярской свиты и местами переходят на дошубинские доломиты (Беккер, 1961, 1988; Стратотип рифея, 1983; Маслов и др., 2001; Раабен, 2000). Таким образом, значительные масштабы преддукского несогласия могут считаться установленными. Что же касается следов перерывов в основании и в средней части миньярской свиты, то они проявлены локально и, судя по всему, отражают кратковременные и ограниченные на площади эпизоды субаэральной экспозиции осадков.

Возрастные рамки каратавской серии установлены на основании методологически неравноценных изотопных датировок и некоторых палеонтологических данных. Наиболее надежной является изохронная Pb-Pb датировка известняков нижней подсвиты инзерской свиты, равная 836 ± 25 млн. лет (Овчинникова и др., 1998). Она определяет время раннего диагенеза нижнеинзерских известняков и поддерживается значениями Rb-Sr возраста 835–805 млн. лет, которые получены по аутигенным IM иллитам из той же подсвиты (Gorokhov et al., 1995). Эти значения фиксируют возраст диагенеза погружения песчано-глинистых осадков, подстилающих нижнеинзерские известняки. Pb-Pb возраст доломитов средней части вышележащей миньярской свиты составляет 780 ± 85 млн. лет (Овчинникова и др., 2000). Довольно высокая погрешность этой датировки обусловлена неравномерными эпигенетическими

изменениями пород в ходе наложенной сульфидной минерализации. Методически надежные датировки получены также по глаукониту из нижней подсвиты укской свиты. Данные мессбауэровской спектроскопии свидетельствуют об отсутствии эпигенетических изменений структуры этих глауконитов и, следовательно, о сохранности их изотопно-геохронологических систем (Зайцева и др., 2000). Изохронный Rb-Sr и K-Ar возрасты глауконитов равны соответственно 664 ± 11 и 669 ± 16 млн. лет. Ранее для нижеуекских Al-глауконитов было получено близкое значение изохронного Rb-Sr возраста – 688 ± 10 млн. лет (Горожанин, Кутявин, 1986). Все эти возрастные значения определяют время раннего диагенеза нижеуекских осадков. Менее надежны полученные в 1960–1970-е годы K-Ar датировки минералогически не изученных глауконитов из различных горизонтов каратавской серии. Эти датировки образуют убывающий вверх по разрезу ряд значений (млн. лет): верхняя часть катавской или низы инзерской свиты – 938, нижняя и средняя части инзерской свиты – 896–853, верхняя пачка последней – 791–740, нижняя часть миньярской свиты – 713–680 и нижняя подсвита укской – 658–630 (Стратотип рифея, 1983).

Минимальный возрастной предел каратавских отложений определяют изохронная Rb-Sr датировка Al-глауконита из нижней части ашинской серии, равная 618 ± 13 млн. лет (Козлов, Горожанин, 1993), и ряд K-Ar датировок минералогически не изученного глауконита из ее вышележащей части – 600–557 млн. лет (Стратотип рифея, 1983). В литературе известны попытки оценки возрастных пределов каратавской серии на основании K-Ar данных для валовых проб габбро-диабазов, которые считались до- и посткаратавскими (Стратотип рифея, 1983 и др.). Эти попытки нельзя признать убедительными, во-первых, из-за лабильности K-Ar изотопных систем в валовых пробах магматических пород, а во-вторых, из-за отсутствия строгих геологических данных о соотношениях датированных габбро-диабазов с базальными и терминальными горизонтами рассматриваемой серии.

Свой вклад в установление хронометрических рамок рассматриваемых отложений вносят палеонтологические данные и прежде всего материалы о смене комплексов органостенных микрофоссилий в зильмердакской свите (Вейс и др., 2000, 2003). В нижней части этой свиты, в ее бирьянской, нугушской и лемезинской подсвитах представительные микробиоты из-за фациальных причин присутствуют только в нугушских отложениях. Помимо транзитных мелких морфологически простых форм, здесь присутствуют более крупные и/или относительно сложно построенные *Chuaria*, *Navifusa*, *Simia nerujenica*, *Ostiana*, *Polyspheroides contextus*, *Asperatofilum*, *Taenitrichoides*, *Plicatidium*, *Rectia*, *Botuobia*, *Majaphyton*,

Lakhandinia, Caudiosphaera, Pseudodendron и некоторые другие. Около половины этих форм на Урале известны в докаратавских кужинских и/или тюльменских отложениях (Вейс и др., 2000), и почти все они поднимаются в вышележащую бедерышинскую подсвиту, которая завершает разрез зильмердакской свиты. Однако микробиота этой подсвиты принципиально отличается от нугушской, благодаря появлению первых в южноуральском разрезе акантоморфных акритарх *Trachyhystrichosphaera aimica*, *T. stricta*, *T. parva*, *T. truncata* и сопутствующих *Tortunema*, *Glomoverrella*, *Arctacellularia* и других (Вейс и др., 2003). В Сибири акритархи рода *Trachyhystrichosphaera* определяют лицо широко известной лахандинской микробиоты Учуро-Майского региона и коррелируемой с ней деревнинской микробиоты Туруханского поднятия (Герман, 1990; Вейс и др., 1998, 2000). Максимальный возрастной предел распространения этих биот на основании обобщения изохронных Pb-Pb датировок карбонатных пород оценивается как 1030 млн. лет (Семихатов и др., 2000, 2002; Овчинникова и др., 2001). Нижележащие горизонты упомянутых сибирских разрезов – керпыльская серия Учуро-Майского региона и ее Туруханские аналоги, накопившиеся 1200–1030 млн. лет назад (Bartley et al., 2001; Семихатов и др., 2002), содержат таксономически обособленную ассоциацию органостенных микрофоссилий, которая включает ряд показательных таксонов, общих с известными в нугушской подсвите зильмердакской свиты, а также в кужинских и тюльменских отложениях Южного Урала (Вейс и др., 1998, 2000, 2003). Следовательно, предбедерышинский рубеж в уральской последовательности органостенных микробиот отвечает сибирскому предлахандинскому рубежу, а бедерышинская подсвита зильмердакской свиты, содержащая перечисленные акантоморфные акритархи, не древнее 1030 млн. лет. Что же касается микрофоссилий из надзильмердакской части каратавской серии, то описанные здесь окремненные формы представлены транзитными таксонами (Сергеев, 1992), а органостенные образуют богатую таксономически обособленную ассоциацию только в нижней части инзерской свиты (Вейс и др., 2000, 2003). Эта ассоциация сходна с описанной в средних горизонтах серии Академикербрен Шпицбергена (Butterfield et al., 1994), но для хронометрической калибровки каратавской серии такое сходство значения не имеет, поскольку серия Академикербрен не датирована изотопными методами.

Важным в контексте данного раздела является указание на находку в средней части миньярской свиты остатков *Melanocerillium*, которые, к сожалению, не были изображены и описаны (Маслов и др., 1994). Известные в ряде верхнерифейских разрезов Северной Америки, Западной Европы и Южной Азии представители данного рода, трак-

туемые как остатки панцирных амеб, появились в геологической летописи несколько ранее, чем 800 млн. лет назад (Porter, Knoll, 2000). Подтверждение находок *Melanocerillium* в миньярской свите придаст дополнительный вес оценке ее Pb-Pb возраста, равной 780 ± 85 млн. лет.

Приведенные датировки каратавских отложений, допущение линейной зависимости между мощностью этих отложений и временем их накопления, а отчасти и рассматриваемые ниже хемотратиграфические данные позволяют установить для изученных свит следующие возрастные рамки (млн. лет): катавская – 890–850; инзерская – 850–810 (нижняя подсвита – 850–830, верхняя – 830–810); миньярская – 810–770; укская 690–640 (нижняя подсвита – 690–660, верхняя – 660–640). Такие оценки согласуются с составом каратавских строматолитов (Семихатов, Раабен, 1994, 1996) и не противоречат выводу о средней скорости накопления рассматриваемых отложений Урала (15–20 м/млн. лет; Маслов, 2002б) и разновозрастных изофациальных отложений Сибири (15–30 м/млн. лет; Семихатов и др., 2000, 2002; Овчинникова и др., 2001). Значительное различие датировок миньярских и укских отложений служит подтверждением существования продолжительного преддукского перерыва.

Каратавские отложения на западном крыле Башкирского мегантиклинория развиты в пределах двух фациальных зон – внутренней и внешней, разделенных Зильмердакским надвигом и связанными с ним разломами (Стратотип рифея, 1983). Эти зоны различаются прежде всего ролью терригенных пород в сложении надзильмердакской части серии: во внутренней (восточной) зоне их доля достигает 50%, а во внешней сокращается до 10–15%; одновременно снижается и степень эпигенетических изменений пород. Изученные в настоящей работе три разреза преимущественно карбонатной части каратавской серии расположены во внешней зоне. Один из них вскрыт в окрестностях г. Миньяр, второй – по р. Юрюзань в районе г. Усть-Катав выше дер. Шубино, а третий протянулся вдоль дорожных выемок трассы Уфа–Белорецк вблизи пос. Кулмас (рис. 1). В первом разрезе изучены катавская и инзерская свиты и нижняя часть миньярской, во втором – верхняя часть миньярской свиты и укская свита, а в третьем – отдельные фрагменты катавской и инзерской свит, а также верхнеукские отложения. Далее эти разрезы именуются Миньяр, Шубино и Кулмас. Стратиграфическое положение изученных образцов показано на рис. 2, а состав заключающих их свит описан ниже.

Катавская свита, согласно залегающая на терригенной зильмердакской, расчленяется на две подсвиты. В разрезе Миньяр нижнюю из них (120 м) слагают вишневые тонкоплитчатые гли-

нистые известняки (10–24% силикатной составляющей), содержащие редкие прослои мергелей, а вблизи основания и известковых аргиллитов. Породы обладают тонкой горизонтальной, а в нижней части и пологой косою слоистостью. Верхняя подсвита (60 м) – это чередующиеся палевые, розовато- и зеленовато-серые тонкоплитчатые глинистые известняки (10–15% силикатной составляющей) с ленточной, а в верхней части микробиальной слоистостью. Породы содержат редкие линзы флейкстоунов, а в отдельных пакетах слабо доломитизированы ($Mg/Ca = 0.054$). Известняки представлены микритом с тончайшими линзочками микроспарита. Реже присутствуют миллиметровые обособления и жилки мелкозернистого доломитизированного микроспарита. Катодоллюминесценция образцов слабая до умеренной, пятнистая в желтовато-розовых тонах у микритов и микроспаритов и более яркая у (доло)спаритов. В разрезе Кулмас вскрыты лишь фрагменты катавских отложений, которые по составу не отличаются от своих аналогов в разрезе Миньяр, но выделяются интенсивной трещиноватостью и насыщенностью жилками позднего кальцита.

Инзерская свита также расчленяется на две подсвиты, нижняя из которых одно время описывалась как “подинзерские слои”. В разрезе Миньяр эту подсвиту (около 190 м) представляют темно-серые до черных однородные известняки, которые в средней части содержат 35-метровую пачку слабо доломитизированных разностей (Mg до 1.1%, $Mg/Ca = 0.030$), а в верхней – пакеты строматолитовых известняков и линзы флейкстоунов. В нижних 25–30 м подсвиты породы перекристаллизованы несколько сильнее катавских. Здесь присутствуют неяснослоистые микриты с тонкими линзами микроспарита, а местами развивается рассеянная или очаговая доломитизация, подчеркнутая появлением мелких ромбоздрических зерен доломита. Но в главной своей массе нижнеинзерские известняки менее перекристаллизованы: в породах наблюдается чередование тонких слоев микрита и микроспарита, на фоне которых видны тончайшие линзочки микрокристаллического кальцита поздних генераций и прослойки (1–3 мм) микроспарита, сохраняющего реликты обломочных текстур. Породы обычно содержат в среднем менее 1% силикокластической примеси и только вблизи основания подсвиты встречаются редкие прослои глинистых известняков (до 9.6% силикатной составляющей), аналогичных катавским (табл. 1). Обнаженный в разрезе Кулмас фрагмент средней части нижнеинзерских отложений отличается от сопоставимых пород разреза Миньяр развитием микростилолитизации, мелкокристаллической структурой и появлением системы тонких (0.1–1.0 мм) трещин, заполненных кристаллическим кальцитом поздних генераций. Образец 373-16 из видимой кров-

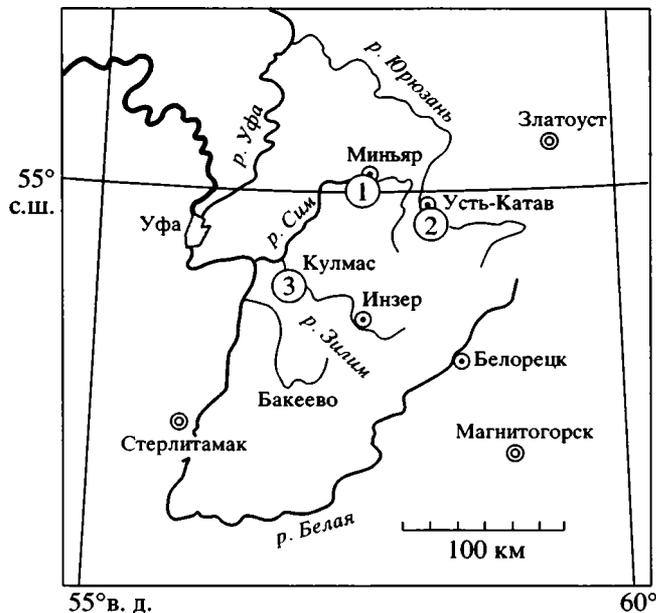


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов каратавской серии.

Цифры в кружках – разрезы: 1 – Миньяр, 2 – Шубино, 3 – Кулмас.

ли разреза Кулмас, кроме того, выделяется появлением мозаичной структуры и рассеянных включений гидроокислов железа.

Верхняя подсвита инзерской свиты в разрезе Миньяр включает две пачки (70 и 50 м) серых полевошпат-кварцевых глауконитовых песчаников, алевролитов и аргиллитов и разделяющую их карбонатную пачку (80–120 м). Последняя сложена массивными микрофитолитовыми, тонкослоистыми микритовыми, а в верхней части строматолитовыми и редкими обломочными известняками. Породы обычно содержат менее 3% тонкой терригенной примеси и только в базальных горизонтах иногда обогащаются ею. В разрезе Кулмас при сохранении состава и последовательности пачек подсвиты ее мощность сокращается до 180 м, главным образом за счет редукции карбонатной пачки (рис. 2). Инзерские известняки представлены преимущественно нелюминесцирующими, а в нижних 25–30 м свиты слабо люминесцирующими разностями. Только кальцит поздней генерации дает яркое свечение в розовато-желтых тонах, а зерна доломита – умеренное свечение желтых тонов.

Миньярская свита – наиболее мощный (360–400 м в изученных разрезах), по существу, чисто карбонатный член каратавской серии. В разрезе Миньяр в ее сложении доминируют светло-серые и розовато-серые обломочные тонкослоистые и строматолитовые массивные доломиты, которым подчинены механогенные и строматолито-

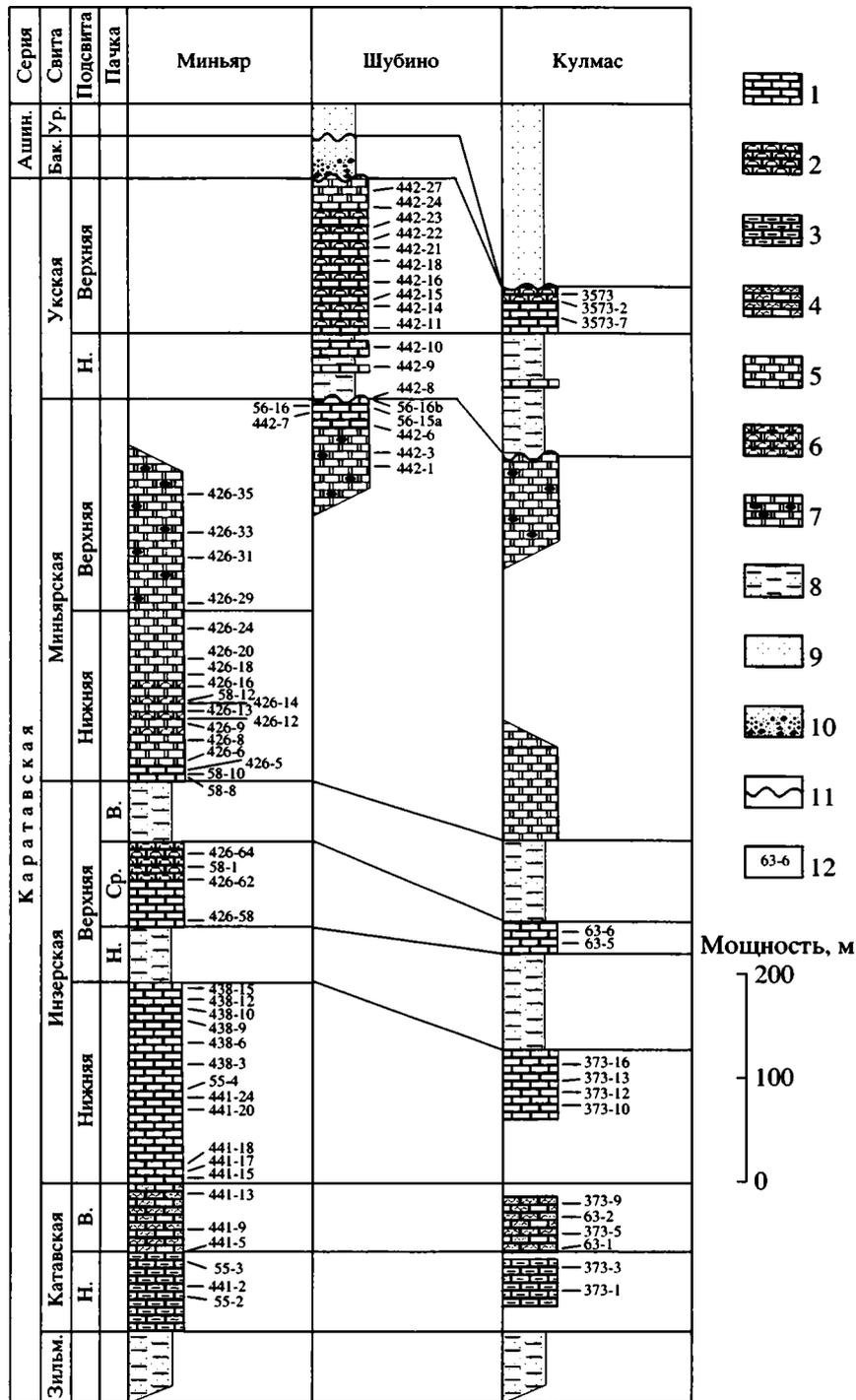


Рис. 2. Строение изученных разрезов каратавской серии (разрезы Миньяр, Шубино и Кулмас) и схема отбора образцов. 1 – известняки; 2 – строматолитовые известняки; 3 – глинистые известняки; 4 – микробинальные “струйчатые” известняки; 5 – доломиты; 6 – строматолитовые доломиты; 7 – доломиты с конкрециями кремней; 8 – песчано-глинистые отложения; 9 – песчаники; 10 – песчаники с гравелитами; 11 – стратиграфические несогласия; 12 – положение образцов. Сокращения: Ашин. – ашинская, Бак. – бакеевская, Зильм. – зильмердакская, Ур. – урюкская, Н. – нижняя, Ср. – средняя, В. – верхняя.

вые известняки, слагающие базальную (12–14 м) и терминальную (15–20 м), так называемую шубинскую пачку. В верхней половине свиты среди доломитов обычны линзы и отдельные прослои

темно-серых и черных раннедиагенетических кремней, по появлению которых обычно проводят границу между нижней миньской (170–180 м) и верхней бьянжской (160–180 м) подсвитами.

Таблица 1. Содержания малых элементов, доля и минеральный состав силикатной примеси в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала

Номер образца ¹	Разрез ²	Уровень отбора в разрезе ³ , м	Порода ⁴	Доля с.с. ⁵ , %	Mg, %	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	Минеральный состав силикатной составляющей ⁶
Укская свита												
442-27	Ш	195	Д	1.8	9.5	110	1120	12	0.350	9.33	93.3	-
442-24	Ш	180	И	0.9	1.5	120	220	53	0.040	2.28	4.2	-
442-23	Ш	160	И	0.6	0.5	22	130	313	0.014	0.07	0.4	-
442-22	Ш	150	И	2.9	0.5	31	280	148	0.014	0.21	1.9	-
442-21	Ш	140	И	3.5	0.3	33	340	109	0.008	0.30	3.1	-
442-18	Ш	125	И	3.8	0.3	34	250	106	0.008	0.32	2.4	-
442-16	Ш	105	И	6.0	1.1	150	810	117	0.028	1.28	6.9	-
442-15	Ш	90	И	11.4	0.4	80	770	140	0.010	0.56	5.5	Кв, Пш, Сл, Хл
442-14	Ш	85	И	13.6	0.3	82	1010	110	0.007	0.75	9.2	Кв, Пш, Сл, Хл
3573	К	84	И	0.8	0.2	66	410	90	0.006	0.73	4.6	-
3573-2	К	78	И	1.1	0.1	64	260	146	0.002	0.44	1.8	-
3573-7	К	62	И	3.1	0.3	27	470	437	0.008	0.06	1.1	-
442-11	Ш	60	И	1.0	0.1	100	1120	715	0.002	0.14	1.6	-
442-10	Ш	45	И	8.1	0.4	603	3450	289	0.010	2.09	11.9	Кв, Пш
442-9	Ш	25	И	5.0	0.4	220	1700	281	0.011	0.78	6.1	-
Миньярская свита												
442-8	Ш	362	И	1.6	0.8	385	1420	340	0.019	1.13	4.2	-
56-16b	Ш	361	И	0.3	0.3	130	150	477	0.008	0.27	0.3	Кв
56-16	Ш	360	И	2.6	0.1	535	380	346	0.002	1.55	1.1	-
56-15a	Ш	359	И	3.2	0.1	445	670	375	0.002	1.18	1.8	Кв
442-7	Ш	358	И	3.4	0.3	1460	660	404	0.007	3.61	1.6	Кв, Пш
442-6	Ш	343	И	1.6	5.1	2960	1420	230	0.156	12.9	6.2	-
442-3	Ш	315	Д	3.2	13.4	340	1340	20	0.604	17.1	67.1	-
442-1	Ш	300	Д	2.1	13.4	102	440	113	0.608	0.90	3.9	-
426-35	М	289	Д	2.2	13.4	96	240	68	0.609	1.41	3.5	-
426-33	М	238	Д	0.7	13.3	63	150	103	0.636	0.61	1.5	-
426-31	М	213	Д	1.6	13.2	68	90	44	0.612	1.55	2.1	-
426-29	М	170	Д	8.9	13.2	230	320	28	0.608	8.21	11.4	Кв, Сл, Хл, Гм
426-24	М	144	Д	0.9	13.4	51	102	70	0.612	0.73	1.4	-
426-20	М	116	Д	2.6	13.4	101	150	75	0.606	1.35	2.0	-
426-18	М	102	Д	1.8	13.2	44	140	55	0.608	0.80	2.6	-
426-16	М	87	Д	17.0	12.2	99	500	57	0.552	1.74	8.7	Кв, Пш, Гм
58-12 ⁷	М	75	Д	0.1	12.7	102	180	44	0.557	2.31	4.1	-
426-14	М	72	Д	4.1	13.2	115	220	54	0.601	2.13	4.1	-
426-13	М	65	Д	6.6	12.7	98	360	13	0.593	7.54	27.7	Кв, Пш, Гм
426-12	М	58	Д	40.1	12.7	91	410	65	0.575	1.40	6.3	Кв, Пш
426-9	М	54	Д	0.7	13.2	140	60	14	0.594	10.1	4.1	-
426-8	М	36	Д	0.5	13.3	96	620	28	0.604	3.43	22.1	-
426-6	М	18	Д	4.8	13.3	184	450	10	0.607	18.4	45.0	-
426-5	М	6	И	4.8	1.4	138	1370	195	0.035	0.70	7.1	Кв, Пш, Хл
58-10	М	4	И	4.7	0.4	125	1470	265	0.010	0.48	5.5	-
58-8	М	3	И	10.0	0.3	130	1670	183	0.009	0.73	9.1	Кв, Пш, Сл, Хл

Таблица 1. Окончание

Номер образца ¹	Разрез ²	Уровень отбора в разрезе ³ , м	Порода ⁴	Доля с.с. ⁵ , %	Mg, %	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	Минеральный состав силикатной составляющей ⁶
Инзерская свита												
426-64	<i>М</i>	308	<i>И</i>	1.7	0.5	32	390	175	0.013	0.18	2.2	Кв
58-1	М	295	И	1.4	1.4	230	1820	118	0.038	1.97	15.4	Кв
426-62	М	285	И	1.3	0.6	45	900	169	0.016	0.27	5.3	–
63-6	<i>К</i>	270	<i>И</i>	1.8	0.2	43	495	243	0.006	0.17	2.0	–
63-5	<i>К</i>	260	<i>И</i>	2.4	0.8	38	570	213	0.020	0.18	2.7	–
426-58	М	245	И	7.0	0.1	51	1510	298	0.002	0.17	5.1	Хл, Сл, Кв, Пш
438-15	<i>М</i>	188	<i>И</i>	0.3	0.2	22	315	545	0.004	0.04	0.6	–
438-12	<i>М</i>	172	<i>И</i>	0.3	0.2	21	310	605	0.005	0.03	0.5	–
438-10	<i>М</i>	158	<i>И</i>	0.4	0.1	15	370	490	0.002	0.03	0.8	–
438-9	<i>М</i>	151	<i>И</i>	0.7	0.2	21	325	521	0.006	0.04	0.6	–
438-6	<i>М</i>	130	<i>И</i>	0.2	0.3	19	220	512	0.006	0.04	0.4	–
438-3	<i>М</i>	110	<i>И</i>	0.8	0.4	23	420	495	0.009	0.05	0.8	–
373-16	К	109	И	3.5	0.4	94	810	151	0.010	0.62	5.4	Кв
373-13	<i>К</i>	90	<i>И</i>	4.4	0.4	11	160	590	0.010	0.02	0.3	Кв
373-12	<i>К</i>	85	<i>И</i>	0.6	0.5	14	400	417	0.013	0.03	0.9	–
55-4 ⁷	М	82	И	0.1	0.2	86	646	77	0.004	1.12	8.4	–
441-24	М	80	И	1.7	1.1	37	870	254	0.030	0.15	3.4	Кв
373-10	<i>К</i>	70	<i>И</i>	0.6	0.1	18	460	439	0.003	0.04	1.1	–
441-20	<i>М</i>	67	<i>И</i>	0.5	0.1	15	330	423	0.002	0.04	0.8	–
441-18	<i>М</i>	15	<i>И</i>	0.8	0.1	44	420	411	0.003	0.11	1.1	–
441-17	М	9	И	4.6	0.1	96	2630	338	0.003	0.28	7.8	Кв, Пш
441-15	М	1	И	9.6	0.2	102	2640	508	0.005	0.20	5.2	Кв, Пш, Сл, Хл
Катавская свита												
441-13	М	130	И	10.2	0.4	270	3470	152	0.010	1.78	22.8	Кв, Пш, Сл, Хл
373-9	К	120	И	13.2	0.2	180	3870	240	0.006	0.75	16.1	Кв, Сл, Хл, Пш
63-2 ⁷	К	105	И	0.4	0.1	225	1210	345	0.002	0.65	3.5	–
441-9	М	95	И	13.5	0.1	220	4360	190	0.002	1.16	22.9	Кв, Пш, Сл, Хл
373-5	К	90	И	13.0	0.6	170	3630	215	0.015	0.79	16.8	Кв, Пш, Сл, Хл
63-1 ⁷	К	80	И	0.2	0.1	320	2970	255	0.002	1.25	11.6	–
441-5	М	70	И	15.1	0.1	240	3970	126	0.002	1.90	31.5	Кв, Сл, Хл, Пш
55-3 ⁷	М	65	И	0.5	0.1	324	3070	155	0.002	2.09	19.8	–
373-3	К	60	И	18.6	0.3	175	2480	160	0.007	1.09	15.5	Сл, Хл, Кв, Пш
441-2	М	40	И	10.5	0.1	234	1560	154	0.002	1.52	10.1	Кв, Сл, Хл, Пш
55-2 ⁷	М	35	И	0.2	0.1	420	2025	67	0.002	6.30	30.2	–
373-1	К	30	И	23.8	0.1	160	2220	120	0.004	1.33	18.5	Кв, Пш, Сл, Хл

Примечание. 1 – курсивом выделены образцы, удовлетворяющие принятым значениям геохимических критериев: для известняков – Mg/Ca ≤ 0.024, Mn/Sr ≤ 0.2 и Fe/Sr ≤ 5 и для доломитов – Mg/Ca ≥ 0.608, Mn/Sr ≥ 1.2 и Fe/Sr ≥ 3; 2 – разрезы: М – г. Миньяр, К – пос. Кулмас, Ш – пос. Шубино; 3 – уровень отбора образца указан от основания свиты в сводном разрезе; 4 – И – известняк, Д – доломит; 5 – с.с. – силикокластическая составляющая породы; 6 – Кв – кварц, Сл – слюда, Пш – полевые шпаты, Хл – хлорит, Гм – окислы железа. Все минералы перечислены в порядке убывания, а минералы в следовых количествах показаны в скобках; 7 – образцы прожилковых кальцитов и доломитов.

Вблизи основания миньской подсвиты среди доломитов прослеживается маркирующий пласт со строматолитами *Soprophyton*, образовавшийся ниже базиса действия штормовых волн, а в средней части подсвиты в доломитах появляются редкие трещины усыхания.

Миньярским доломитам свойственны слабые вариации отношения Mg/Ca (0.552–0.636) и обычно малое содержание силикокластической примеси (в среднем 3%). Только в интервале 55–90 м от основания свиты доля этой примеси в некоторых образцах возрастает до 17–40%. Строматолитовые доломиты по структуре варьируют от доломикритов до долоспаритов, а обломочные представлены мелкозернистым долоспаритом. Породы сохраняют первичные текстуры, но иногда содержат небольшое количество (5%) позднего кристаллического доломита, выполняющего мелкие полости, либо тонкие (0.5–2 мм) линзы и прожилки. Эта генерация доломита локализована, главным образом, в нижних 70–80 м свиты.

Кремневые обособления, присутствующие в миньярской свите, содержат окремненные микрофоссилии, в том числе очень хорошей сохранности (Сергеев, 1992). Из этого следует, что кремни образовались на самой ранней стадии диagenеза, сразу после постмортального захоронения микроорганизмов в поверхностном слое осадка вблизи раздела вода–осадок (Maliva et al., 1989; Сергеев, 1992). Присутствие же реликтов доломикрита в некоторых кремневых конкрециях показывает, что ранняя доломитизация миньярских карбонатов также происходила сразу после отложения осадков, которые, вероятно, были представлены высокомагнезиальным кальцитом. Известняки нижней пачки миньярской свиты слабо доломитизированы (Mg/Ca до 0.035), сложены микритом и микроспаритом, в которых наблюдаются скопления мелких (0.1–0.3 мм) округлых фрагментов микрита и до 5–10% силикокластической примеси.

В разрезе Миньяр хорошо обнажены и опробованы только миньские и нижнебьянские отложения общей мощностью 350 м. Верхние горизонты свиты, включающие верхнебьянские доломиты и шубинские известняки, изучены в разрезе Шубино. Развитые здесь бьянские доломиты не отличаются от описанных в разрезе Миньяр. Для них характерна слабая или умеренная, иногда пятнистая катодолюминесценция в красноватых тонах. Известняки шубинской пачки обычно представлены чистыми кальцитовыми разностями и только вблизи контакта с подстилающими доломитами слабо обогащены Mg (Mg/Ca до 0.16). Известняки заключают незначительную (0.5–3%) примесь обломочного кварца, содержат редкие трещины усыхания и представлены микритом, а также микроспаритом, содержащим

скопления мелких полуокатанных обломков микрита. Последние в той или иной мере замещены мозаичным спаритом, а иногда крупнокристаллическим кальцитом и обрамляются тонкой кромкой радиально-лучистого цемента и/или гидроокислов железа. Крупнокристаллический кальцит заполняет также мелкие трещины и гнезда. Для него характерна яркая люминесценция, а микриты и микроспариты почти не люминесцируют.

Укская свита состоит из двух подсвит. Нижняя из них в разрезе Шубино имеет мощность 70 м и сложена зеленовато-серыми глауконит-кварцевыми песчаниками, алевролитами и редкими аргиллитами с отдельными прослоями (0.2–0.4 м), а в верхней половине и с двумя пакетами (4–6 и 8–9 м) микритовых известняков. Известняки содержат 5–8% силикатного материала, представленного обломочным кварцем и глинистыми минералами, и в различной мере доломитизированы (Mg/Ca до 0.04). В основании подсвиты наблюдаются гравелиты с обломками подстилающих карбонатных пород. Верхнеукская подсвита (140 м) в нижних 120 м сложена светло-серыми строматолитовыми и редкими обломочными, иногда слабо доломитизированными известняками, а в верхних 20–25 м – доломитами и доломитизированными известняками. Строматолитовые карбонаты представлены микритом и микроспаритом с мелкими обособлениями спарита, а обломочные – преимущественно микритом. Реже встречаются породы, в которых микрит и микроспарит частично замещены спаритом и среднезернистым пойкилитовым кальцитом, а в основной карбонатной массе появляются рассеянные окислы и гидроокислы железа и/или изменчивое количество мелких ромбэдров доломита, окруженных железистой каемкой. Концентрация Mg в известняках нижних 120 м верхнеукской подсвиты варьирует от 0.2 до 1.5%. Доля силикокластической примеси в карбонатных породах обычно составляет 0.1–6% и только в основании подсвиты повышается до 11–14%. Доломиты и доломитизированные известняки, венчающие разрез подсвиты, содержат 1.5–9.5% Mg и лишь 1–2% силикокластической примеси. Они представлены долоспаритом с неправильными по форме обособлениями и прожилками крупнокристаллического доломита с реликтами мелких (0.1–0.3 мм) обломков микрита и корродированных кристаллов пойкилитового кальцита. Кристаллы доломита имеют ромбэдрическую форму, регенерационные каймы, а иногда зональное строение. В разрезе Кулмас при сохранении общего строения укской свиты ее нижняя подсвита возрастает в мощности до 150 м и включает лишь один 5-метровый пакет известняков (рис. 2). Верхняя подсвита в этом разрезе обогащена микрофитолитовыми известняками, но по сравнению с разрезом Шубино имеет небольшую мощность (40 м). Очевидно, значительная ее

часть здесь уничтожена в результате предвентского размыва. Катодолюминесцентное изучение верхнеукских карбонатов показывает их неоднородность. В известняках присутствует нелюминесцирующий микрит-микроспаритовый матрикс в ассоциации с изменчивыми по интенсивности свечения пятнами и прожилками спарита, а в доломитах пятнистый характер свечения подчеркивает присутствие карбонатов различных генераций.

Рассмотренная преимущественно карбонатная часть каратавских отложений накопилась в весьма обширном морском бассейне, в котором, по мнению А.В. Маслова и др. (2001), господствовали мелководные сублиторальные обстановки при резко подчиненной роли относительно глубоководных, расположенных ниже базиса действия штормовых волн. Однако анализ текстурных особенностей отложений, рассмотрение присутствующих морфотипов строматолитов и довольно широкое развитие флейкстоунов позволяют предполагать, что преобладающая часть катавских, нижеинзерских и нижеминских карбонатов накопилась в пределах нижней сублиторали вблизи базиса действия штормовых волн, а главная часть строматолитовых горизонтов упомянутых стратонов и укской свиты представляет осадки открытого шельфа. Наиболее мелководными среди каратавских карбонатов являются микрофитолитовые породы верхних горизонтов инзерской и укской свит, а также несущие признаки субаэральных экспозиций пакеты верхнеминских, бьянских и укских отложений.

МЕТОДИКА

Из 250 отобранных в поле штурфов каратавских карбонатных пород для исследования Rb-Sr систематики было оставлено 70 макроскопически наиболее однородных образцов с минимальными признаками вторичной перекристаллизации (в том числе 53 известняка и 17 доломитов; табл. 1, рис. 2). Кроме того, были взяты образцы прожилкового кальцита из различных горизонтов катавской свиты и нижеинзерской подсвиты, а также прожилкового доломита из миньярской свиты. Каждый образец делился на две части, одна из которых использовалась для петрографического и катодолюминесцентного, а другая – для рентгеновского, химического и изотопного изучения. Содержания Ca и Mg в карбонатной составляющей определялись весовым, а Mn и Fe – атомно-абсорбционным методом. Минеральный состав силикокластической примеси определялся методом рентгеновской дифрактометрии.

При изучении Rb-Sr систематики карбонатных пород для удаления эпигенетических карбонатных фаз применялась методика селективного растворения, которая включала предваритель-

ную обработку навески измельченного образца раствором ацетата аммония (NH_4OAc) и последующее растворение остатка в уксусной кислоте, согласно процедуре, описанной в работе И.М. Горохова и др. (1995). Навеска образца (около 0.1 г) после добавления 3 мл 1N NH_4OAc подвергалась ультразвуковой обработке на установке УЗДН-2Т в течение 10 минут. Остаток отделялся от жидкой фазы центрифугированием, и операция повторялась, после чего осадок обрабатывался 10%-ной уксусной кислотой при комнатной температуре. Полное растворение карбонатной составляющей известняков достигалось в течение суток, а доломитов – трех-пяти суток. Нерастворимый силикатный остаток отделялся центрифугированием, промывался бидистиллированной водой и высушивался. Центрифугаты обеих ступеней обработки обозначаются соответственно как АА- (ацетатно-аммонийная) и УК- (уксуснокислая) фазы.

Эффективность предварительной обработки образцов ацетатом аммония показана при изучении Rb-Sr систематики протерозойских и фанерозойских карбонатов (Горохов и др., 1995; Кузнецов, 1998; Bailey, 2000; Bartley et al., 2001; Семихатов и др., 2002). Эта процедура позволяет частично отделять вторичные карбонатные фазы и обогащать образец первичным материалом. АА-фаза, удаляемая с поверхности минеральных частиц, представляет наиболее позднюю эпигенетическую генерацию карбонатных минералов, тогда как УК-фаза, хотя и может быть затронута эпигенетическими процессами, составлена в значительной степени первичным карбонатным материалом. Возможность и полнота разделения фаз методом селективного растворения определяются степенью эпигенетической переработки первичного карбонатного вещества. Содержания Rb и Sr в АА- и УК-фазах определялись масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора ^{87}Rb - ^{84}Sr . Изотопный состав Sr измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Нормализованные к отношению $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ средние значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартных образцах NIST SRM 987 и EN-1 составляли в период работы соответственно 0.71025 ± 0.00001 ($2\sigma_{\text{средн.}}, n = 38$) и 0.70917 ± 0.00002 ($2\sigma_{\text{средн.}}, n = 2$).

Rb-Sr СИСТЕМАТИКА НЕКОГЕНЕТИЧНЫХ КАРБОНАТНЫХ ФАЗ

Доля АА-фазы в каратавских известняках колеблется от 3.2 до 6.4% (в среднем 4.6%), а в доломитах от 2.0 до 4.7% (в среднем 3.1%). Самая высокая ее доля (7.6–8.6%) отмечена в прожилковых кальцитах, а самая низкая – в прожилковом доло-

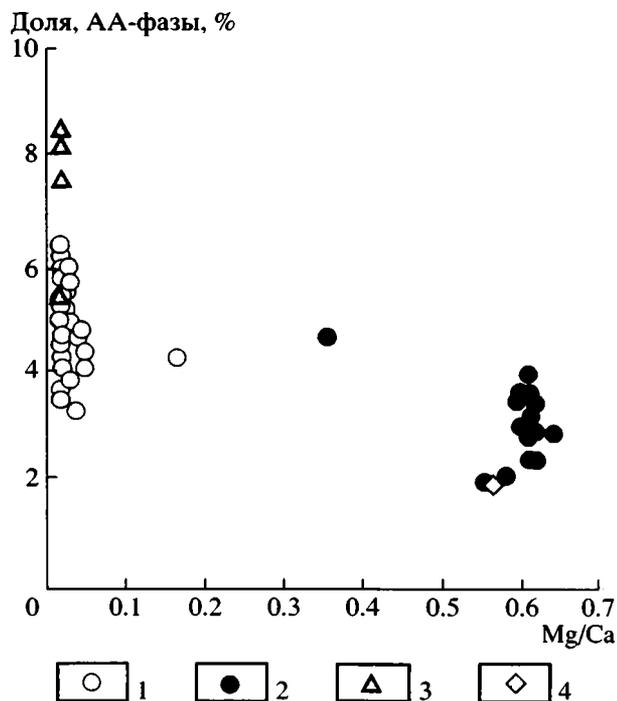


Рис. 3. Зависимость доли растворимой АА-фазы в карбонатах от отношения Mg/Ca.
1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – кальциты из прожилков; 4 – доломит из прожилков.

мите (2.0%) и в доломитах с высокой долей алевритовой примеси (2.0–2.1%). В целом, доля АА-фазы в карбонатных породах уменьшается по мере увеличения отношения Mg/Ca (рис. 3). Rb-Sr характеристики АА- и УК-фаз изученных карбонатов существенно различаются (табл. 2). В известняках АА-фаза по сравнению с УК-фазой обогащена рубидием в среднем в 34 раза, а в доломитах в 50 раз. Содержание Sr в АА- и УК-фазах известняков примерно одинаково, тогда как в АА-фазе доломитов оно в 2 раза выше, чем в УК-фазе. Подобные соотношения, ранее установленные в рифейских карбонатных породах Сибири, показывают, что АА-фаза в известняках и в доломитах представлена вторичным кальцитом и/или низкомагнезиальным доломитом (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 2002). Концентрация Sr в валовом карбонатном материале (табл. 1) вычислена как средневзвешенное значение на основании данных о содержании этого элемента в АА- и УК-фазах и их долях в образце (табл. 2). Полученные значения концентрации Sr использованы для вычисления отношений Mn/Sr и Fe/Sr.

Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в АА-фазе известняков и доломитов обычно выше, чем в УК-фазе. В доломитах разница достигает 0.0146, а в известняках не поднимается выше 0.0080 (табл. 2, рис. 4). Лишь в кальцитах из прожилков

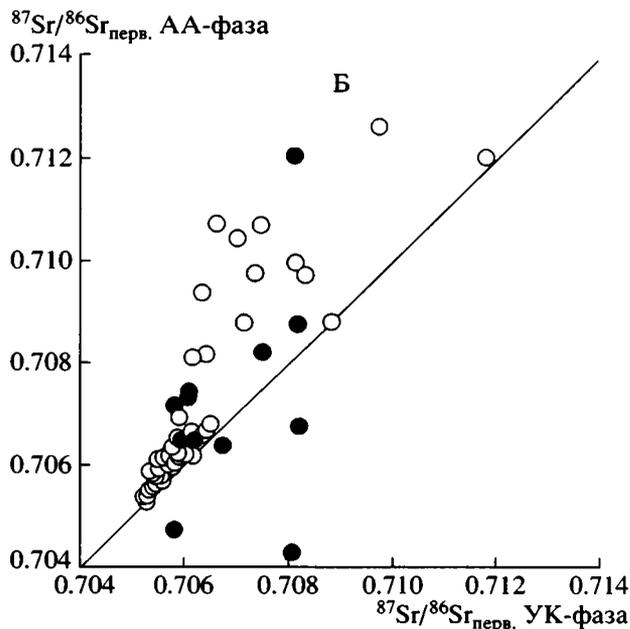
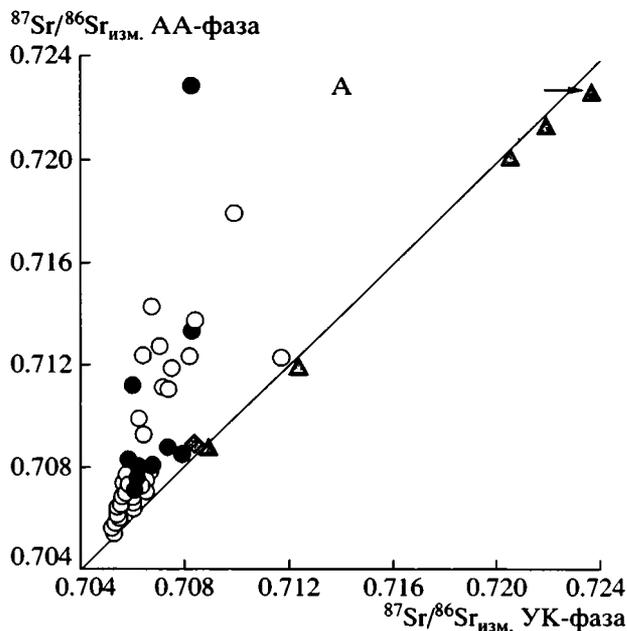


Рис. 4. Измеренные (А) и первичные (Б) отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в АА-фазах и УК-фазах изученных карбонатных пород каратавской серии.
Усл. обозначения см. на рис. 3.

наблюдается обратное соотношение – измеренная величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в АА-фазе ниже, чем в УК-фазе на 0.0001–0.0020 (рис. 4а). Различие отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в АА- и УК-фазах убедительно подтверждает некогенетичность этих фаз. Кроме того, для недоломитизированных известняков (за исключением обр. 442–7, взятого вблизи толщи доломитов) разница между отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в АА- и УК-фазах коррелирована с отношениями Mn/Sr (коэффициент корреляции $r = 0.67$) и Fe/Sr

Таблица 2. Rb-Sr аналитические данные для карбонатных фаз известняков и доломитов каратавской серии

Образец ¹	Порода ²	Карбонатная фаза ³	Доля фазы в породе, %	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренное	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичное
Укская свита								
442-27	Д	АА	4.7	3.38	96	—	—	—
		УК	94.0	0.08	7.7	0.0313	0.71080	0.71050
442-24	И	АА	4.4	1.00	67	0.0429	0.71239	0.71199
		УК	94.3	0.02	52	0.0010	0.71188	0.71187
442-23	И	АА	4.8	1.73	343	0.0146	0.70579	0.70565
		УК	94.4	0.03	311	0.0003	0.70545	0.70545
442-22	И	АА	4.5	3.85	190	0.0585	0.70756	0.70702
		УК	92.4	0.19	148	0.0037	0.70598	0.70595
442-21	И	АА	5.3	9.51	112	0.1273	0.70785	0.70667
		УК	91.3	0.13	111	0.0034	0.70649	0.70646
442-18	И	АА	4.4	4.77	121	0.1138	0.70933	0.70827
		УК	92.6	0.10	105	0.0028	0.70650	0.70647
442-16	И	АА	3.2	13.0	153	0.2460	0.71119	0.70891
		УК	91.3	0.20	116	0.0050	0.70725	0.70720
442-15	И	АА	3.7	9.75	213	0.1325	0.71107	0.70984
		УК	85.3	0.18	138	0.0037	0.70745	0.70742
442-14	И	АА	3.7	19.7	48	—	—	—
		УК	82.3	0.28	118	0.0069	0.70806	0.70800
3573	И	АА	5.4	5.44	116	0.1362	0.70741	0.70615
		УК	93.9	0.17	88	0.0056	0.70596	0.70591
3573-2	И	АА	5.1	4.03	176	0.0662	0.70696	0.70635
		УК	94.0	0.05	144	0.0010	0.70599	0.70598
3573-7	И	АА	5.8	3.07	522	0.0170	0.70578	0.70562
		УК	90.9	0.06	431	0.0004	0.70538	0.70538
442-11	И	АА	4.6	2.19	771	0.0082	0.70612	0.70604
		УК	94.2	0.06	712	0.0002	0.70581	0.70580
442-10	И	АА	5.3	9.29	177	0.1522	0.70807	0.70666
		УК	86.6	0.15	296	0.0015	0.70596	0.70595
442-9	И	АА	4.1	3.82	218	0.0506	0.70694	0.70647
		УК	91.4	0.10	282	0.0010	0.70583	0.70582
Миньярская свита								
442-8	И	АА	5.7	1.59	410	0.0114	0.70700	0.70689
		УК	92.7	0.21	335	0.0017	0.70660	0.70658
56-16b	И	АА	4.3	0.53	465	0.0330	0.70629	0.70626
		УК	95.4	0.05	478	0.0003	0.70621	0.70621
56-16	И	АА	4.3	3.25	464	0.0203	0.70654	0.70634
		УК	93.4	0.06	342	0.0005	0.70608	0.70607
56-15a	И	АА	4.8	4.49	463	0.0280	0.70652	0.70624
		УК	93.6	0.07	372	0.0005	0.70601	0.70600
442-7	И	АА	4.4	4.52	447	0.0262	0.70653	0.70627
		УК	92.2	0.08	404	0.0005	0.70608	0.70607
442-6	И	АА	4.3	2.37	205	0.0308	0.70701	0.70671
		УК	94.0	0.23	230	0.0030	0.70624	0.70621

Таблица 2. Продолжение

Образец ¹	Порода ²	Карбонатная фаза ³	Доля фазы в породе, %	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренное	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичное
442-3	Д	АА	2.8	2.09	24	0.1720	0.70816	0.70643
		УК	94.0	0.03	20	0.0033	0.70682	0.70678
442-1	Д	АА	2.4	6.60	715	0.0270	0.70784	0.70754
		УК	90.9	0.06	101	0.0017	0.70613	0.70611
		АА ⁵	3.3	4.10	209	0.0575	0.70766	0.70702
		УК ⁵	95.0	0.05	103	0.0014	0.70613	0.70611
426-35	Д	АА	2.9	2.08	75	0.0804	0.70737	0.70656
		УК	95.0	0.07	67	0.0029	0.70628	0.70625
426-33	Д	АА	2.3	12.7	342	0.1088	0.70854	0.70733
		УК	94.8	0.07	101	0.0020	0.70589	0.70587
		АА ⁵	2.9	3.90	191	0.0598	0.70811	0.70744
		УК ⁵	95.8	0.07	102	0.0020	0.70585	0.70583
426-31	Д	АА	3.5	1.84	64	0.0833	–	–
		УК	94.9	0.45	44	0.0295	0.70614	0.70584
426-29	Д	АА	2.4	9.58	46	0.6115	0.71123	0.70478
		УК	88.7	0.17	27	0.0184	0.70605	0.70586
426-24	Д	АА	2.4	2.79	142	0.0568	0.70717	0.70656
		УК	96.9	0.08	66	0.0037	0.70602	0.70598
426-20	Д	АА	3.1	2.72	126	0.0625	0.70812	0.70745
		УК	94.5	0.06	73	0.0022	0.70615	0.70612
426-18	Д	АА	3.1	2.23	53	0.1226	–	–
		УК	95.3	0.05	55	0.0024	0.70577	0.70574
426-16	Д	АА	2.0	35.7	105	0.9865	0.72295	0.71210
		УК	81.6	0.35	56	0.0178	0.70837	0.70817
58-12 ⁴	Д	АА	2.0	1.31	102	0.0376	0.70882	–
		УК	97.9	0.08	42	0.0057	0.70820	–
426-14	Д	АА	3.7	15.7	76	0.5950	0.71338	0.70682
		УК	92.3	0.16	54	0.0084	0.70834	0.70825
426-13	Д	АА	3.5	5.26	19	0.8416	–	–
		УК	89.9	0.12	12	0.0258	0.70805	0.70776
426-12	Д	АА	2.1	24.0	107	0.6469	–	–
		УК	58.6	0.67	64	0.0306	0.70847	0.70813
426-9	Д	АА	3.0	1.96	14	0.3998	0.70863	0.70416
		УК	96.3	0.03	14	0.0063	0.70816	0.70809
426-8	Д	АА	4.0	0.76	43	0.0507	0.70887	0.70830
		УК	90.3	0.03	28	0.0030	0.70754	0.70753
		АА ⁵	4.6	–	–	–	0.70883	–
		УК ⁵	89.7	–	–	–	0.70758	–
426-6	Д	АА	3.3	3.25	22	0.4210	–	–
		УК	95.4	0.05	10	0.0155	0.70819	0.70802
426-5	И	АА	4.8	7.19	179	0.1160	0.70762	0.70631
		УК	90.8	0.13	196	0.0020	0.70574	0.70572
58-10	И	АА	4.9	7.34	229	0.0951	0.70696	0.70589
		УК	91.0	0.16	267	0.0017	0.70562	0.70560
58-8	И	АА	5.3	5.62	151	0.1079	0.70746	0.70624
		УК	88.3	0.14	185	0.0023	0.70571	0.70568

Таблица 2. Продолжение

Образец ¹	Порода ²	Карбонатная фаза ³	Доля фазы в породе, %	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренное	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичное
Инзерская свита								
426-64	И	АА	5.9	2.43	208	0.0438	0.70621	0.70571
		УК	92.9	0.11	173	0.0017	0.70557	0.70555
58-1	И	АА	4.1	0.36	175	0.0064	0.70623	0.70616
		УК	94.9	0.33	115	0.0082	0.70567	0.70558
426-62	И	АА	5.5	3.18	210	0.0434	0.70628	0.70578
		УК	93.6	0.09	166	0.0015	0.70565	0.70563
63-6	И	АА	4.6	0.34	235	0.0041	0.70611	0.70606
		УК	93.9	0.03	260	0.0004	0.70560	0.70560
		АА ⁵	5.7	0.32	170	0.0055	0.70594	0.70587
63-5	И	УК ⁵	92.7	0.03	235	0.0004	0.70562	0.70562
		АА	3.8	0.21	197	0.0031	0.70623	0.70619
426-58	И	УК	95.4	0.04	213	0.0005	0.70567	0.70566
		АА	6.4	1.33	241	0.0158	0.70641	0.70622
438-15	И	УК	87.3	0.09	302	0.0009	0.70556	0.70555
		АА	5.2	1.35	596	0.0065	0.70555	0.70547
438-12	И	УК	94.8	0.15	542	0.0008	0.70539	0.70538
		АА	3.5	0.82	698	0.0030	0.70542	0.70538
438-10	И	УК	96.5	0.04	598	0.0002	0.70532	0.70532
		АА	4.9	0.07	564	0.0004	0.70546	0.70546
438-9	И	УК	94.1	0.02	517	0.0001	0.70530	0.70530
		АА	4.8	0.71	498	0.0040	0.70542	0.70537
438-6	И	УК	94.9	0.03	522	0.0002	0.70525	0.70525
		АА	5.4	0.61	618	0.0022	0.70536	0.70533
438-3	И	УК	94.6	0.03	506	0.0002	0.70533	0.70533
		АА ⁵	4.8	0.35	616	0.0017	0.70539	0.70537
		УК ⁵	95.9	0.36	512	0.0021	0.70533	0.70531
373-16	И	АА	3.7	1.09	650	0.0047	0.70547	0.70541
		УК	96.0	0.04	491	0.0002	0.70526	0.70526
373-13	И	АА	5.7	2.28	124	0.0538	0.70742	0.70676
		УК	91.3	0.12	153	0.0020	0.70648	0.70646
		АА	6.2	0.94	536	0.0052	0.70631	0.70625
373-12	И	УК	90.8	0.04	572	0.0002	0.70579	0.70579
		АА ⁵	5.0	1.90	589	0.0094	0.70623	0.70612
		УК ⁵	91.6	0.06	613	0.0003	0.70580	0.70580
55-4 ⁴	И	АА	5.2	1.12	387	0.0084	0.70635	0.70624
		УК	94.5	0.04	418	0.0002	0.70565	0.70565
441-24	И	АА	5.1	0.55	110	0.0145	0.70884	—
		УК	94.9	0.06	76	0.0022	0.70888	—
373-10	И	АА	4.6	2.39	346	0.0201	0.70579	0.70554
		УК	94.2	0.06	249	0.0007	0.70536	0.70535
		АА ⁵	4.3	2.57	411	0.0183	0.70554	0.70536
441-20	И	УК ⁵	94.9	0.04	250	0.0005	0.70539	0.70538
		АА	5.5	1.35	428	0.0091	0.70621	0.70610
441-20	И	УК	94.2	0.04	439	0.0002	0.70571	0.70571
		АА	4.3	3.16	532	0.0171	0.70556	0.70535
		УК	95.4	0.05	418	0.0004	0.70528	0.70528

Таблица 2. Окончание

Образец ¹	Порода ²	Карбонатная фаза ³	Доля фазы в породе, %	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренное	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичное
441-18	И	АА	5.1	2.17	406	0.0154	0.70554	0.70535
		УК	94.7	0.04	411	0.0003	0.70534	0.70534
441-17	И	АА	5.4	4.09	345	0.0347	0.70640	0.70596
		УК	93.1	0.29	338	0.0026	0.70538	0.70536
441-15	И	АА	4.8	10.2	572	0.0516	0.70658	0.70592
		УК	85.6	0.18	506	0.0010	0.70541	0.70540
		АА ⁵	3.5	10.8	608	0.0511	0.70658	0.70591
		УК ⁵	87.3	0.19	503	0.0010	0.70541	0.70540
Катавская свита								
441-13	И	АА	5.4	7.99	168	0.1393	0.70996	0.70823
		УК	84.4	0.21	151	0.0041	0.70632	0.70627
373-9	И	АА	5.9	7.29	213	0.1002	0.71185	0.71060
		УК	81.2	0.19	245	0.0023	0.70756	0.70753
		АА ⁵	5.1	7.88	266	0.0868	0.71200	0.71092
		УК ⁵	81.6	0.19	239	0.0023	0.70755	0.70752
63-2 ⁴	И	АА	8.6	0.47	688	0.0020	0.71199	–
		УК	91	0.08	286	0.0008	0.71243	–
441-9	И	АА	4.3	15.9	199	0.2338	0.71247	0.70956
		УК	82.2	0.39	190	0.0060	0.70651	0.70644
373-5	И	АА	4.9	13.9	214	0.1893	0.71245	0.71010
		УК	82.1	0.07	216	0.0010	0.70821	0.70820
63-1 ⁴	И	АА	8.5	0.60	142	0.0124	0.72019	–
		УК	90.3	0.08	268	0.0008	0.72044	–
441-5	И	АА	4.3	15.3	162	0.2766	0.71441	0.71097
		УК	81.0	0.28	123	0.0067	0.70682	0.70674
		АА ⁵	5.8	10.8	125	0.2530	0.71415	0.71100
		УК ⁵	79.7	0.49	125	0.0115	0.70676	0.70662
55-3 ⁴	И	АА	9.2	1.33	111	0.0351	0.72148	–
		УК	89.9	0.09	160	0.0016	0.72186	–
		АА ⁵	10.0	0.88	115	0.0224	0.72141	–
		УК ⁵	88.7	0.05	159	0.0009	0.72189	–
373-3	И	АА	5.1	18.3	176	0.3052	0.71374	0.70995
		УК	76.3	0.34	161	0.0063	0.70845	0.70837
441-2	И	АА	6.2	5.35	124	0.1264	0.71253	0.71096
		УК	83.2	0.24	157	0.0045	0.70714	0.70708
		АА ⁵	5.3	11.2	144	0.2278	0.71319	0.71036
		УК ⁵	86.3	0.19	155	0.0036	0.70718	0.70714
55-2 ⁴	И	АА	7.6	0.41	55	0.0220	0.72272	–
		УК	91.2	0.24	64	0.0110	0.72472	–
373-1	И	АА	4.7	22.0	154	0.4184	0.71824	0.71304
		УК	71.6	0.53	115	0.0135	0.70996	0.70979
		АА ⁵	5.4	17.6	136	0.3790	0.71767	0.71296
		УК ⁵	70.1	0.52	118	0.0129	0.70991	0.70975

Примечание. 1 – курсивом выделены образцы, удовлетворяющие принятым значениям геохимических критериев: для известняков – Mg/Ca ≤ 0.024, Mn/Sr ≤ 0.2 и Fe/Sr ≤ 5 и для доломитов – Mg/Ca ≥ 0.608, Mn/Sr ≤ 1.2 и Fe/Sr ≤ 3; 2 – И – известняк, Д – доломит; 3 – АА-фаза – карбонатный материал, растворенный в 1N NH₄OAc. УК-фаза – карбонатный материал, оставшийся после обработки образца 1N NH₄OAc и растворенный затем в 10% CH₃COOH; 4 – образцы прожилковых кальцитов и доломитов; 5 – данные представляют результаты независимых обработок образца 1N NH₄OAc.

($r = 0.88$). Эти зависимости свидетельствуют о частичной перекристаллизации карбонатных пород с обогащением вторичных фаз Mn, Fe и радиогенным ^{87}Sr на поздних этапах литогенеза. Наличие некогенетических минеральных генераций в кальците из прожилков предполагает, что даже эти поздние кальциты были частично перекристаллизованы под действием эпигенетического флюида. Для доломитов, однако, такие корреляции отсутствуют, что может указывать на их более глубокую перекристаллизацию.

Изложенные данные свидетельствуют, что Rb-Sr системы в АА- и УК-фазах известняков и доломитов формировались на разных этапах литогенеза. Поэтому вычисление первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в АА-фазах на основании данных о содержаниях Rb и Sr в валовом карбонатном материале и о возрасте образцов некорректно и может приводить к существенно более низким значениям этого отношения по сравнению с полученными для соответствующих УК-фаз (табл. 2, рис. 4). Предварительная обработка образцов ацетатом аммония позволяет увеличить надежность оценки отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеобассейне, поскольку в этом случае такая оценка производится по результатам анализа обогащенной первичной карбонатной фазы. В дальнейшем изложении все приводимые величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах относятся только к УК-фазе их карбонатной составляющей, если специально не оговорен другой проанализированный материал. При вычислении первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возраст пород катавской свиты принимался равным 870, инзерской – 835, миньярской – 780, а укской – 650 млн. лет. Для карбонатных пород инзерской и миньярской свит он соответствовал полученным по ним Pb-Pb датировкам, а для остальных свит – средним значениям принятых возрастных интервалов. Вычисление первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для карбонатных фаз кальцитов и доломитов из прожилков не проводилось из-за отсутствия информации о времени их формирования.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КАТАВСКОЙ СЕРИИ

Катавская свита. Глинистые известняки катавской свиты сложены кальцитом с высокой долей тонкой силикокластической примеси (10–24%), представленной иллитом, хлоритом, обломочными кварцем и полевыми шпатами (табл. 1). Для карбонатной составляющей известняков характерны высокие содержания Mn и Fe, в среднем соответственно 206 и 3200 мкг/г. Концентрация Sr в породах невысока и в среднем составляет 170 мкг/г при колебании от 120 до 240 мкг/г. Кальциты тонких прожилков практически не со-

держат Mg (<0.1%), однако обогащены Mn и обеднены Fe по сравнению с вмещающими известняками. В нижней части свиты эти кальциты содержат несколько меньше Sr, чем в верхней (67–155 против 255–345 мкг/г). На общем фоне высоких первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, свойственных катавским глинистым известнякам, их значения в разрезе Кулмас значительно выше, чем в разрезе Миньяр: 0.70753–0.70979 против 0.70627–0.70714. Такое различие, видимо, связано с разной постседиментационной историей пород, что подчеркивается более высокой степенью их перекристаллизации, стилолитизации и трещиноватости в разрезе Кулмас. В обоих разрезах отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках уменьшается от основания свиты к ее кровле: в Миньярском от 0.70714 до 0.70627, а в Кулмасском от 0.70979 до 0.70753. Аналогичная картина наблюдается в кальцитовых прожилках. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них в основании свиты составляет 0.72472, в средней части 0.72044–0.72189, а в верхней 0.71243 (табл. 2).

Одной из причин обогащения карбонатного материала катавских известняков Mn, Fe Rb и радиогенным ^{87}Sr могло быть заимствование этих элементов из глинистой примеси самих известняков. Действительно, в поровых водах неуплотненных карбонатных осадков, содержащих 10–15% глинистого вещества, наблюдаются довольно высокие концентрации Mn (0.02–0.12%) и Fe (0.20–0.36%) (Savin, Epstein, 1970), а преобразование глинистых минералов в ходе диа- и катагенеза приводит к освобождению ряда химических элементов (Анфимов, 1997). Но, как показывает упомянутый тренд уменьшения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках и прожилковых кальцитах по мере удаления от подстилающей песчано-глинистой зильмердакской свиты, эта причина не была единственной. Очевидно, что перекристаллизация катавских известняков и обогащение их карбонатной составляющей малыми элементами и радиогенным ^{87}Sr происходили также под воздействием эпигенетического флюида, поступающего из подстилающих песчано-глинистых пород зильмердакской свиты на стадии погружения осадков и в период формирования трещинных систем в каратавской толще (Кузнецов, 1998; Кузнецов и др., 2002).

Инзерская свита. Все инзерские известняки, за исключением двух доломитизированных разностей (обр. 441–24 и 58–1), сложены низкомагнетизальным кальцитом и включают лишь незначительную долю (в среднем менее 1%; табл. 1) силикатной примеси, представленной обломочным кварцем. Только в основании карбонатных пачек обеих подсвит доля этой примеси повышается до 7–10% и в ее составе появляются глинистые минералы. Для инзерских известняков характерны очень низкие содержания Mn (10–50 мкг/г) и Fe

(160–900 мкг/г) при значительной концентрации Sr как в верхней (169–298 мкг/г), так и особенно в нижней (411–605 мкг/г) подсвите. Повышенные содержания Mn и Fe наблюдаются только в доломитизированных известняках (обр. 441-24 и 58-1), ожелезненном известняке (обр. 373-16) и в известняках из основания обеих карбонатных пачек свиты в разрезе Миньяр (обр. 441-15, 441-17 и 426-58). Обогащение известняков в основании свиты Mn и Fe, очевидно, было вызвано поступлением элизионных растворов, которые формировались в подстилающей глинисто-карбонатной катавской свите в ходе погружения осадков.

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках нижнеинзерской подсвиты в разрезе Кулмас заметно выше, чем в разрезе Миньяр – 0.70565–0.70646 против 0.70525–0.70551 (табл. 2). Максимальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обнаружено в ожелезненном известняке из видимой кровли разреза Кулмас (0.70646, обр. 373-16). Это повышение, вероятно, обусловлено воздействием метеорных вод на карбонатную породу, что согласуется с ее мозаичной структурой, присутствием гидроокислов железа и ростом отношений Mn/Sr и Fe/Sr (рис. 5а, б). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в прочих известняках разреза Кулмас несколько выше (0.70565–0.70580), чем в разрезе Миньяр (0.70525–0.70540), хотя эти образцы обладают близкими величинами Mn/Sr и Fe/Sr. Такое соотношение может объясняться пятнистой перекристаллизацией Кулмасских известняков, их микростилолитизацией и появлением секущих жилок (0.1–0.5 мм), заполненных кристаллическим кальцитом поздних генераций. Наблюдаемое в кальците этих прожилков высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0.70888, показывает, что поздние генерации эпигенетического флюида были обогащены радиогенным ^{87}Sr .

В верхнеинзерской подсвите первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках обоих изученных разрезов лежат в пределах 0.70555–0.70566 (табл. 2). При этом в разрезе Миньяр слабо доломитизированные известняки как нижней, так и верхней подсвиты (обр. 441-24 и 58-1), с повышенными отношениями Mn/Sr и Fe/Sr по величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ практически не отличаются от соседствующих в разрезе “чистых” известняков. Видимо, доломитизация произошла на стадии раннего диagenеза, а повышение содержаний рассеянных элементов связано с кристаллохимическими особенностями доломитовой фазы.

Миньярская свита. Средняя величина отношения Mg/Ca в доломитах, преобладающих в сложении свиты, равна 0.608 и близка к значению в стехиометрическом доломите (Chilingare et al., 1967). Однако вариации упомянутого отношения (0.552–0.636) позволяют разделить изученные образцы на две группы: “магнезиальных” доломитов с от-

ношением Mg/Ca в диапазоне 0.608–0.636 и “низкомагнезиальных” – с отношением 0.552–0.607 (табл. 1). Эти группы различаются также по текстурно-структурным характеристикам: для магнезиальных доломитов характерны низкая степень перекристаллизации и сохранность первичных седиментационных текстур, тогда как в низкомагнезиальных обычны крупнокристаллический зональный доломит, лишенный реликтовых текстур. В свите преобладают магнезиальные доломиты, а низкомагнезиальные приурочены, главным образом, к 70–80-метровой пачке строматолитовых доломитов нижней подсвиты, к прослоям, обогащенным алевритовой примесью, и к отдельным небольшим пакетам в предшубинской части свиты. Магнезиальные доломиты в среднем содержат меньше Mn (44–230 мкг/г) и Fe (90–440 мкг/г) по сравнению с низкомагнезиальными (соответственно 91–340 и 60–1340 мкг/г). Кроме того, для них характерны более высокие содержания Sr и заметно более низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем в низкомагнезиальных доломитах: 21–113 мкг/г и 0.70574–0.70678 против 10–65 мкг/г и 0.70753–0.70825 соответственно (рис. 6). По величине Mg/Ca (0.56) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70820) прожилковый доломит из нижней части свиты (обр. 58-12) близок к низкомагнезиальным доломитам (рис. 5 и 6). Поэтому можно предполагать, что перекристаллизация этих карбонатов, сопровождаемая понижением отношения Mg/Ca, происходила при участии единого флюида.

Известняки нижней пачки миньярской свиты слабо доломитизированы (Mg/Ca до 0.035) и содержат 5–10% силикокластической примеси, представленной кварцем, иллитом и хлоритом. Рассеянные элементы распределены по разрезу пачки довольно равномерно при средних содержаниях Mn 130, Fe 1500 и Sr 215 мкг/г (табл. 1). Известняки шубинской пачки, венчающей разрез свиты, представлены кальцитовыми разностями, за исключением одного смешаннофазного образца (обр. 442–6, Mg/Ca = 0.16), взятого у контакта с нижележащими доломитами. Примесь силикокластического материала во всех образцах незначительна (0.5–3%). Для этих пород характерны высокая концентрация Mn (130–2960 мкг/г), но относительно небольшое содержание Fe (150–1420 мкг/г). Содержание Sr в шубинских известняках обычно высокое – от 230 до 477 мкг/г и понижается только у кровли пачки, вблизи поверхности предукского несогласия, а также в доломитизированном известняке (обр. 442-6) из базальной 2-метровой пачки. По величине среднего отношения Fe/Mn = 1.2 шубинские известняки отличаются от многих рифейских и палеозойских морских карбонатов, для которых это отношение близко к 10 (Kupcz, Land, 1991; Montanez, Read, 1992a; Кузнецов и др., 1997). Такое различие может указывать на отложение шубинских осадков в частично

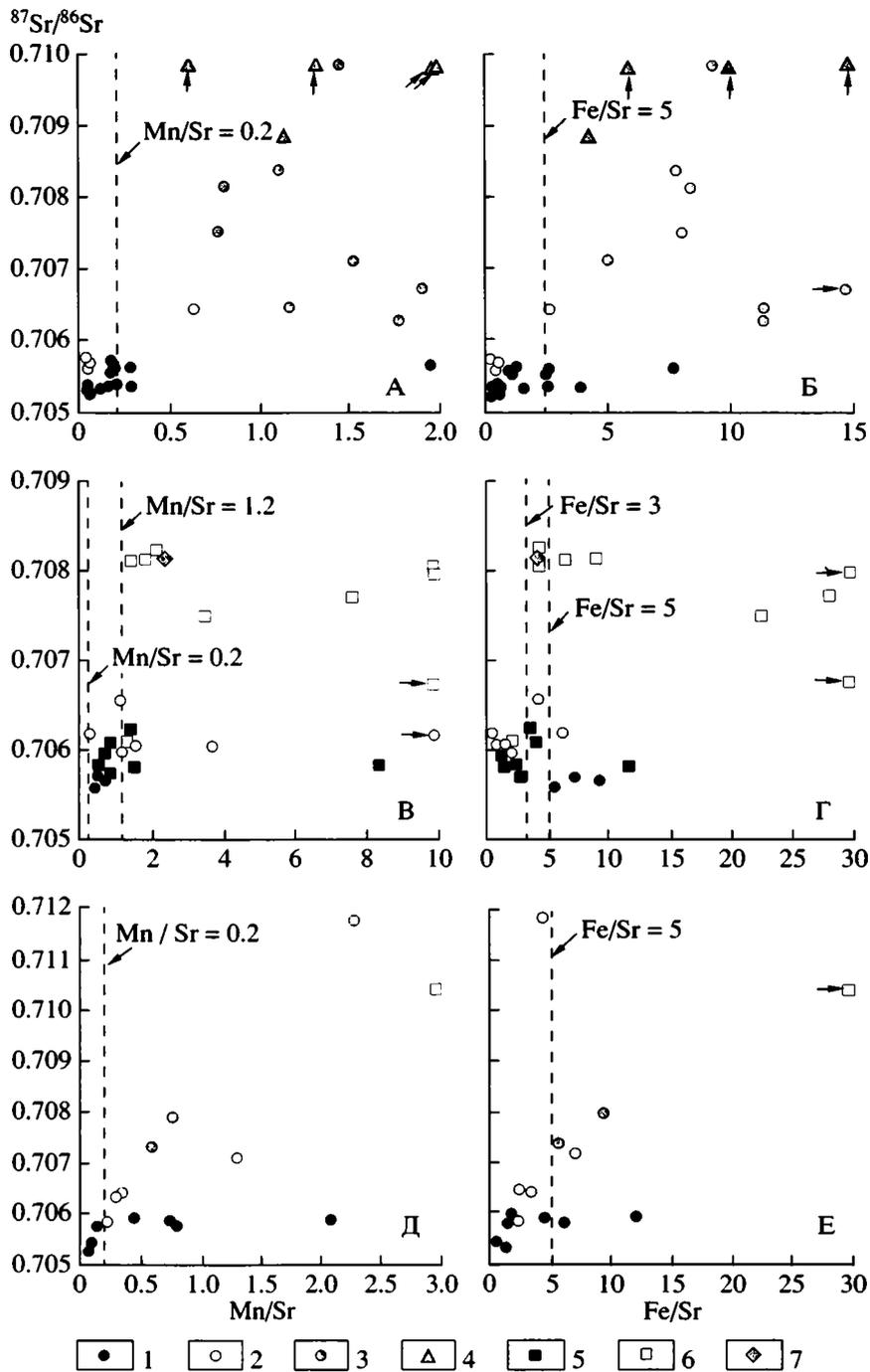


Рис. 5. Зависимость первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах каратавской серии от отношений Mn/Sr и Fe/Sr: А-Б – катавская и инзерская свиты, В-Г – миньярская свита, Д-Е – укская свита.

1 – известняки (микриты, микроспариты); 2 – известняки с генерациями позднего кальцита; 3 – известняки с долей глинистой примеси более 10%; 4 – кальцит из прожилков; 5 – доломикриты, доломикроспариты; 6 – доломиты с генерациями позднего доломитовспарита; 7 – доломит из прожилков.

изолированном, периодически пересыхавшем бассейне (Горохов и др., 1998; Kuznetsov et al., 1999), с чем согласуется наличие в них трещин усыхания. Вместе с тем, мозаичная перекристаллизация и присутствие гидрокислов железа свидетельствуют, что вторичные преобразования

этих пород происходили с участием метеорных вод. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках основания миньярской свиты составляет 0.70560–0.70572 и близко к соответствующей величине в вышележащих магнезиальных доломитах (рис. 5в,г), а в шубинских породах меняется

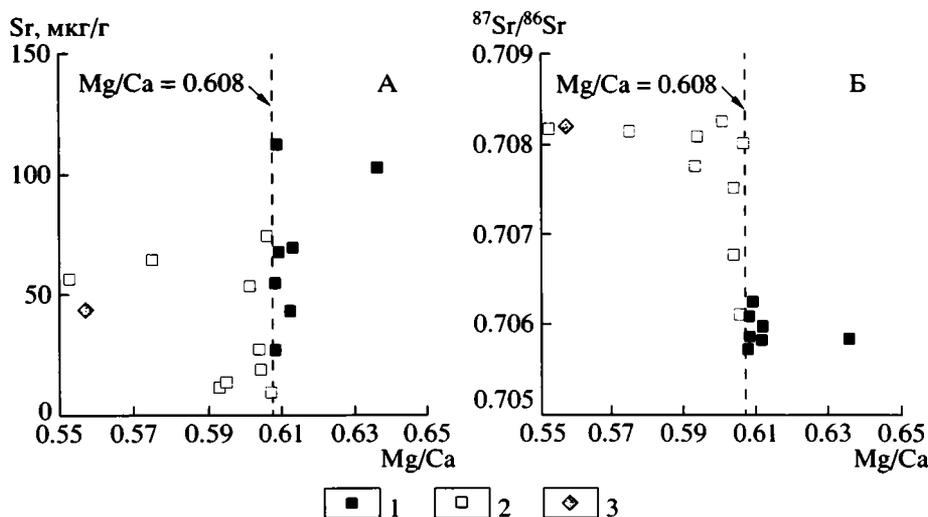


Рис. 6. Зависимость содержания Sr (А) и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Б) в доломитах миньярской свиты от отношения Mg/Ca. 1 – магнезиальные доломиты (Mg/Ca > 0.608); 2 – низкомагнезиальные доломиты (Mg/Ca < 0.608); 3 – доломит из прожилков.

от 0.70600 до 0.70658, достигая минимального значения в середине, а максимального – в кровле пачки.

Укская свита. В строматолитовых, микрофитолитовых и обломочных известняках укской свиты содержание Mg обычно не более 0.5%, но в отдельных прослоях достигает 1.1–1.5% (табл. 1). Доля силикокластической примеси (кварц, полевые шпаты, иллит и хлорит) колеблется от 0.1 до 14%, увеличиваясь в карбонатных пачках нижней подсвиты (5–8%) и базальных горизонтах верхней (11–14%). Содержания Mn и Fe в породах колеблются в широких пределах. Минимальные концентрации Mn (22–66 мкг/г) и Fe (130–470 мкг/г) характерны для чистых микритов и микроспаритов, а в обогащенных некарбонатной примесью и в доломитизированных известняках содержания этих элементов возрастают соответственно до 80–150 и 775–1010 мкг/г. Максимальные концентрации Mn (102–603 мкг/г) и Fe (1120–3450 мкг/г) наблюдаются в карбонатных пакетах нижней подсвиты, залегающих среди силикокластических пород, а также в песчанистых известняках основания верхней подсвиты (рис. 5д,е). Концентрация Sr в большинстве укских микрит-микроспаритовых известняков составляет 145–715 мкг/г и понижается до 105–140 мкг/г в породах, содержащих поздние генерации кристаллического кальцита. Исключение составляет отобранный в кровле разреза Кулмас обр. 3573, который сложен микритом и микроспаритом, но содержит всего 90 мкг/г Sr. Доломиты и доломитизированные известняки (обр. 442–24 и 442–27), завершающие Шубинский разрез свиты, содержат 1.5–9.5% Mg, 110–120 мкг/г Mn и 220–1120 мкг/г Fe.

В этих породах отмечена самая низкая для всей свиты концентрация Sr (12–53 мкг/г).

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в укских известняках варьируют от 0.70538 до 0.70800. Минимальные значения (0.70538–0.70598) отмечены в микрит-микроспаритовых известняках с низким содержанием некарбонатной примеси, а максимальные – в породах, обогащенных такой примесью и содержащих пойкилитовый кальцит. В последних наблюдается положительная связь между отношениями Mn/Sr и Fe/Sr, с одной стороны, и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, с другой (рис. 5д,е), а также отрицательная корреляция величин Mn/Sr и Fe/Sr с $\delta^{18}\text{O}$ (Подковыров и др., 1998). Это свидетельствует о изменении пород под воздействием метеорного флюида, вероятно, во время предвендского перерыва. Доломитизированные известняки в кровле свиты отличаются высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.71050–0.71187), что предполагает их перекристаллизацию с участием флюида, обогащенного радиогенным ^{87}Sr .

Источник эпигенетического ^{87}Sr в карбонатных породах каратавской серии. Строение каратавской серии позволяет считать, что главная масса эпигенетических флюидов, обогащенных радиогенным ^{87}Sr , поступала в карбонатные горизонты серии из ее базальных песчано-глинистых зильмердакских и глинисто-карбонатных катавских толщ на стадии их диагенетических преобразований в ходе погружения, а также, вероятно, во время тектонических напряжений по зонам разуплотнения. Это заключение основывается на следующих фактах. 1. Трансформация глинистых минералов на этапе погружения силикокластических и глинисто-карбонатных осадков способна

освобождать значительные количества Mn, Fe, Rb и радиогенного ^{87}Sr , которые могут контаминировать ассоциированные известняки. 2. Понижение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в катавских известняках и в прожилках кальцита по мере удаления от кровли зильмердакской свиты прямо указывает на источник флюида, обогащенного радиогенным ^{87}Sr . 3. Средние значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в легкоподвижном Sr, удаляемом при выщелачивании глинистых минералов зильмердакских и инзерских аргиллитов, равны соответственно 0.7220–0.7225 и 0.7126–0.7181 (Gorokhov et al., 1995; Кузнецов и др., 2002). 4. Измеренные величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поздних кальцитах и доломитах, выполняющих трещины в каратавских породах, составляют 0.70820–0.72472. 5. Максимальные измеренные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поверхностных АА-фазах каратавских известняков и доломитов равны соответственно 0.71292 и 0.72295. Вместе с тем, во время преддукского и предвендского перерывов дополнительными поставщиками ^{87}Sr в каратавские карбонаты были метеорные и подземные воды, обогащенные этим изотопом за счет его выщелачивания из смежных силикокластических отложений. Влияние этого фактора наиболее ярко проявлено в терминальных горизонтах миньярской и особенно укской свит.

ОЦЕНКА ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КАРАТАВСКОЙ СЕРИИ И НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОТНОШЕНИИ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В ПОЗДНЕРИФЕЙСКОЙ МОРСКОЙ ВОДЕ

Морские карбонатные осадки изначально характеризуются низкими отношениями Mn/Sr и Fe/Sr. Однако в ходе диагенеза и эпигенеза их химический и изотопный состав в той или иной мере изменяется в результате взаимодействия с элизонными, подземными и метеорными водами, которые за счет растворения материала ассоциированных силикатных отложений обогащены Mn, Fe и радиогенным ^{87}Sr по сравнению с морской водой (Goldberg, 1963; Blatt et al., 1980; Kharaka, Thordsen, 1992; Stueber et al., 1993; Chaudhuri, Clauer, 1993). Дополнительным фактором химического преобразования карбонатных осадков в условиях диагенеза и эпигенеза является различие коэффициентов распределения второстепенных элементов по отношению к Ca в системе вода-порода: для Sr этот коэффициент < 1 , а для Mn и Fe > 1 (Pingitore, 1978; Kretz, 1982; Banner, Hanson, 1990; Vahrenkamp, Swart, 1990). В результате в процессе низкотемпературной перекристаллизации карбонатные осадки обогащаются Mn и Fe, но теряют часть Sr, изотопный состав которого при этом также изменяется (Brand, Veizer, 1980; Юдович и др., 1980; Горохов, 1996). Следовательно, как абсолютные величины элементных отношений

Mn/Sr и Fe/Sr, так и зависимости между ними, с одной стороны, и изотопным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, с другой, могут контролировать степень вторичной перекристаллизации докембрийских карбонатов (Veizer et al., 1983; Derry et al., 1992; Горохов и др., 1995; Melezhik et al., 2001; Семихатов и др., 2002). Практика показала, что сочетание петрографических, литологических и изотопно-геохимических методов является лучшим способом выявления вторичных изменений карбонатных пород и установления пороговых значений геохимических критериев сохранности, которые определяют выбор образцов, пригодных для реконструкции изотопного состава Sr в палеоокеане.

Проведенное нами комплексное изучение Rb-Sr систематики карбонатных пород в типовых и опорных разрезах рифея Урала и Сибири позволило рекомендовать для известняков следующий набор таких критериев и их значений: $\text{Mn/Sr} \leq 0.20$, $\text{Fe/Sr} \leq 5.0$ и $\text{Mg/Ca} \leq 0.024$ (Кузнецов и др., 1997; Семихатов др., 1998, 2002). Хотя приведенные численные значения, вероятно, не универсальны для всех возможных случаев эпигенетического преобразования Rb-Sr систем карбонатных пород, они являются самыми жесткими из всех, предлагавшихся до сих пор в мировой литературе. Поэтому мы считаем, что эти критерии способны обеспечить строгий отбор наименее измененных (“лучших”) известняков.

Большинство авторов, изучавших изотопный состав Sr в палеоокеанах, не считает доломиты надежным источником информации (Derry et al., 1989, 1992; Asmerom et al., 1991; Kaufman et al., 1993). Однако сейчас имеются доказательства как самой возможности ранней доломитизации карбонатных осадков в мелководных бассейнах при участии морской воды (Ricketts, 1983; Vahrenkamp, Swart, 1990; Land, 1992; Montanez, Read, 1992b и др.), так и способности таких доломитов вне областей интенсивных вторичных преобразований сохранять изотопный состав Sr среды седиментации (Kupecz, Land, 1991; Montanez, Read, 1992a; Горохов и др., 1995, 1998). Тем не менее из-за недостаточной изученности поведения малых элементов в ходе литогенеза этих пород для них до сих пор не найдены геохимические критерии сохранности, способствующие выбору наименее измененных образцов. Данные, полученные для карбонатных пород каратавской серии, могут помочь продвижению в этом направлении.

С одной стороны, на примере инзерских известняков (обр. 441-24 и 58-1) установлено, что слабая раннедиагенетическая доломитизация не влияет на изотопный состав Sr в этих породах. Несмотря на то, что содержание Mg (1.1–1.4%) в них выходит за пределы вариаций (0.1–0.8%), наблюдаемых в других образцах рассматриваемого стратиграфического интервала, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в

этих доломитизированных породах не отличается от такового в соседствующих в разрезе “чистых” известняках (табл. 2). С другой стороны, присутствие реликтов доломикрита в некоторых заведомо раннедиагенетических кремневых конкрециях миньярской свиты, залегающих среди магнезиальных доломитов, свидетельствует, что доломитизация карбонатных осадков этой свиты произошла сразу после их отложения и, вероятно, осуществлялась под влиянием флюида, близкого по химическому и изотопному составу к среде осаждения первичных карбонатных минералов. Образованные таким путем доломиты могли сохранить первоначальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, свойственное морской воде. В этой связи важно отметить, что миньярские магнезиальные доломиты отличаются от низкомагнезиальных не только лучшей сохранностью седиментационных текстур и низкой степенью перекристаллизации, но и более высоким содержанием Sr. Таким образом, можно полагать, что магнезиальные доломиты, возникшие в результате раннедиагенетической доломитизации, не претерпели серьезных вторичных изменений и сохранили первичные геохимические характеристики. Напротив, свойственные миньярским низкомагнезиальным доломитам крупные зональные кристаллы, а также низкие концентрации Mg и Sr позволяют рассматривать эти породы в качестве продуктов частичной дедоломитизации. Иными словами, химический состав доломитов может служить показателем сохранности их Rb-Sr систем. Критические значения отношений Mg/Ca, Mn/Sr и Fe/Sr, позволяющие отделять магнезиальные доломиты от низкомагнезиальных, равны соответственно 0.608, 1.2 и 3.0 (табл. 1), а взаимодействие каратавских карбонатных пород с эпигенетическими флюидами, как показано выше, приводило к привнесу в карбонаты радиогенного ^{87}Sr . Следовательно, доломиты с более низким отношением Mg/Ca и более высокими Mn/Sr и Fe/Sr могут считаться испытанными вторичные изменения и непригодными для суждения об изотопном составе Sr в морской воде. Любопытно, что приведенное критическое значение отношения Mn/Sr в миньярских доломитах близко к величинам (1.0–1.5), принятым разными авторами в качестве геохимических критериев для отбора наименее измененных верхнепротерозойских известняков (Asmerom et al., 1991; Derry et al., 1992; Kaufman et al., 1993).

Итак, для каратавских карбонатных пород установлены следующие пороговые значения геохимических критериев сохранности, позволяющие выбирать из числа проанализированных образцов те, которые пригодны для восстановления изотопного состава Sr в морской воде: для известняков – $\text{Mn/Sr} \leq 0.20$, $\text{Fe/Sr} \leq 5.0$ и $\text{Mg/Ca} \leq 0.024$, а для доломитов – $\text{Mn/Sr} \leq 1.2$, $\text{Fe/Sr} \leq 3.0$ и $\text{Mg/Ca} \geq 0.608$. Аналитические данные для образ-

цов, отвечающих этим критериям, выделены в таблицах 1 и 2 курсивом.

Катавским глинистым известнякам, начинающим существенно карбонатную часть каратавской серии, свойственны высокие отношения Mn/Sr и Fe/Sr, далеко превосходящие их пороговые значения, а также широкий разброс отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Это свидетельствует о серьезных постседиментационных нарушениях Rb-Sr систем катавских известняков. Таким образом, полученные для них результаты (табл. 2, рис. 7) не отражают изотопный состав Sr в среде седиментации и далее не рассматриваются. В отличие от этого, большинство образцов инзерской свиты (16 из 22) удовлетворяют принятым геохимическим критериям сохранности. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в отвечающих этим критериям верхнеинзерских известняках обоих изученных разрезов лежат в интервале 0.70555–0.70566. Однако “лучшие” нижеинзерские известняки в разрезах Миньяр и Кулмас показали различные величины первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равные 0.70525–0.70538 и 0.70565–0.70580 (рис. 7). Отмеченная ранее повышенная степень перекристаллизации этих известняков в разрезе Кулмас и наличие в них прожилков позднего кальцита с высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70888), вероятно, и привели к повышению отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в проанализированных образцах. Однако эти образцы формально отвечают геохимическим критериям сохранности и потому не исключаются из дальнейшего анализа. Миньярские доломиты и известняки испытали более значительные эпигенетические преобразования. В результате из 25 изученных образцов (17 доломитов и 8 известняков) лишь 4 образца “магнезиальных” доломитов удовлетворяют принятым геохимическим критериям. Полученные для этих образцов значения первичных отношений (0.70574–0.70611) в общем согласуются с оценками верхнего предела отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде, сделанными по измененным известнякам в основании (<0.70560) и в кровле (<0.70600) свиты, и образуют восходящий тренд (рис. 7). Интервал 0.70574–0.70611, по-видимому, адекватно характеризует изотопный состав Sr в морской воде дошубинской части миньярского времени. Породы укской свиты, которые завершают существенно карбонатную часть каратавской серии и на западном крыле Башкирского мегантиклинория предшествуют предвендскому перерыву, претерпели интенсивную перекристаллизацию под воздействием метеорных и подземных вод. В результате из 15 изученных образцов лишь три образца известняков отвечают критериям сохранности. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них варьирует от 0.70538 до 0.70580. Таким образом, каратавская серия представляет информацию об изотопном составе Sr в океане лишь для небольшой части позднего рифея, так как: 1 – базальные

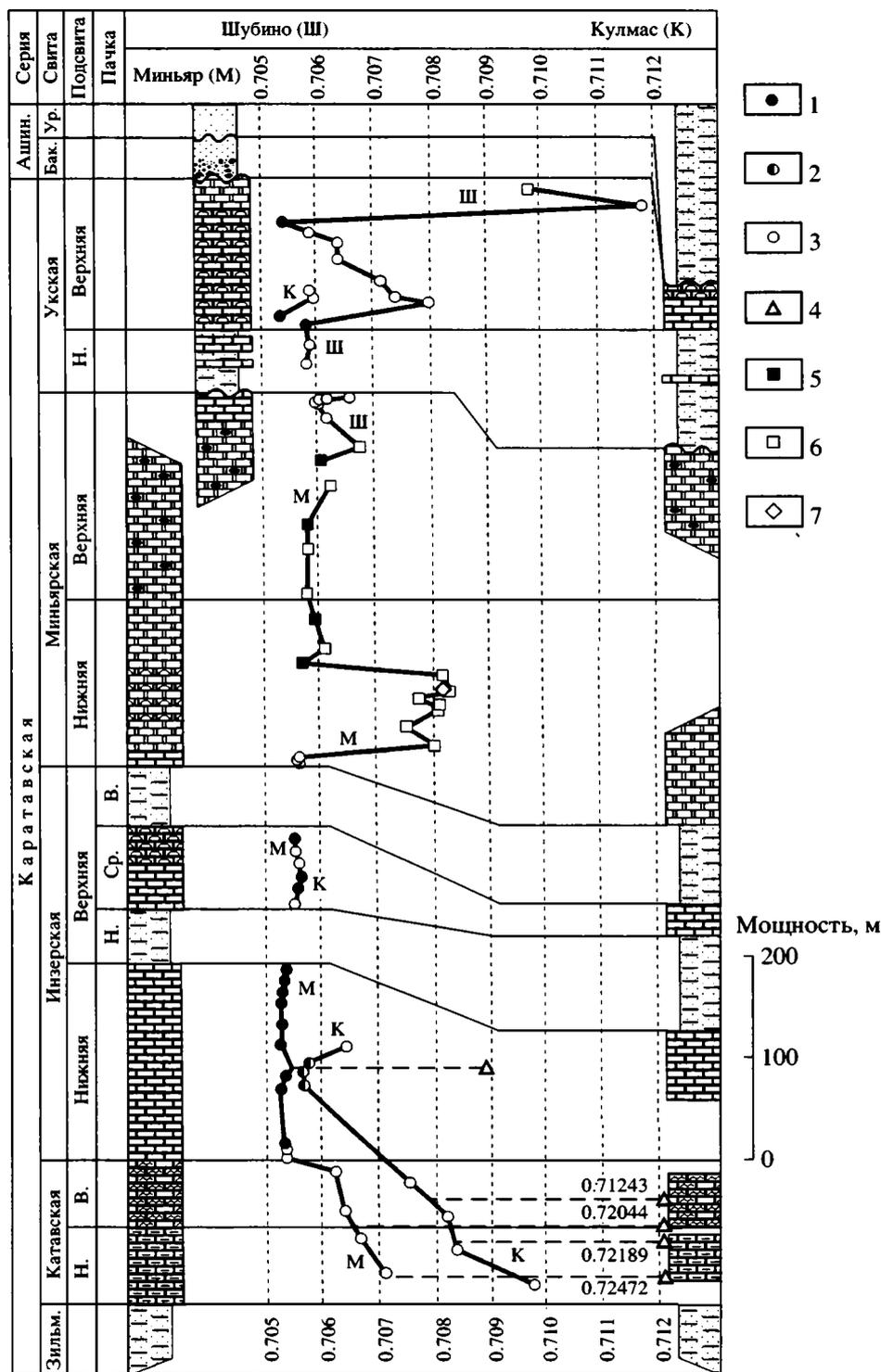


Рис. 7. Вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах каратавской серии.

1 – известняки, удовлетворяющие принятым геохимическим критериям ($\text{Mn}/\text{Sr} \leq 0.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 5.0$ и $\text{Mg}/\text{Ca} \leq 0.024$); 2 – известняки, удовлетворяющие геохимическим критериям, но содержащие заметное количество генераций позднего кальцита; 3 – известняки, не удовлетворяющие геохимическим критериям; 4 – кальцит из прожилков; 5 – доломиты, удовлетворяющие принятым геохимическим критериям ($\text{Mn}/\text{Sr} \leq 1.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 5.0$ и $\text{Mg}/\text{Ca} \geq 0.608$); 6 – доломиты, не удовлетворяющие геохимическим критериям; 7 – доломит из прожилков. Горизонтальная пунктирная линия обозначает уровень отбора образцов кальцитов из прожилков, а значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих образцах, выходящие за пределы поля, отмечены на рисунке цифрами. Сокращения названий разрезов: К – Кулмас, М – Миньяр, Ш – Шубино. Остальные сокращения и усл. обозначения см. на рис. 2.

ее горизонты сложены терригенными породами зильмердакской и измененными глинистыми известняками катавской свиты, 2 – между миньярской и укской свитами существует перерыв, вероятно, значительной продолжительности и 3 – укская свита отделена от начала венда терригенной криволукской свитой и последующим перерывом.

ВАРИАЦИИ ОТНОШЕНИЯ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В ПОЗДНЕРИФЕЙСКОМ ОКЕАНЕ И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ФОН

Базой для реконструкции вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане служат данные по лахандинской серии Учуро-Майского региона и ее аналогам в Туруханском районе, которые относятся к раннему каратавию (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 1998, 2002), и по инзерской, миньярской и укской свитам Южного Урала, представляющим значительную часть позднего каратавия (Gorokhov et al., 1996; Кузнецов и др., 1997; Кузнецов, 1998; настоящая работа). Важное значение этих данных определяется тем, что они характеризуют эпигенетически слабо измененные преимущественно карбонатные разрезы, получены по единой методике с использованием двустадийной химической обработки образцов, отвечающих жестким значениям геохимических критериев сохранности, и достаточно строго привязаны к хронометрической шкале. К сожалению, упомянутые данные получены для трех дискретных отрезков позднего рифея (1030–1000, 850–770 и 690–640 млн. лет), которые в сумме составляют около 37% общей продолжительности каратавия. Sr-изотопная характеристика интервалов между этими отрезками опирается на анализ литературных данных, а отчасти и на интерполяцию.

Позднерифейской истории изменения изотопного состава Sr в морской воде предшествовала более спокойная среднерифейская ее история (обзор и библиографию см. Семихатов и др., 2002). Анализ имеющихся данных показывает, что в начале среднего рифея, 1280–1270 млн. лет назад, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде было сравнимым с раннерифейским и не превышало 0.7046–0.7047, но позднее плавно возрастало, достигнув 0.7049 и 0.7052–0.7056 соответственно около 1260 и 1200 млн. лет назад. Этот рост определялся начавшейся около 1300–1250 млн. лет назад Эльзевирской аккреционной орогенией, которая имела субглобальный характер (McLelland et al., 1996; Rivers, 1997; Rivers, Corrigan, 2000). Изотопный состав Sr в морской воде 1200–1050 млн. лет назад не установлен, но проявление в это время Шавиниганского (1190–1140 млн. лет) и начала Оттавского (1080–1020 млн. лет) коллизионных импульсов (Rivers, Corrigan, 2000; Carr et al., 2000)

предполагает дальнейший рост отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане. Среднерифейский максимум этого отношения (0.70592) зафиксирован 1050–1040 млн. лет назад (малгинская свита Учуро-Майского региона, Семихатов и др., 2002). Однако к концу среднего рифея (1030 млн. лет назад) отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане несколько понизилось до 0.70567–0.70585 (сухотунгусинская свита Туруханского района, Горохов и др., 1995). В дальнейшем, в самом начале позднего рифея (1030–1000 млн. лет назад) тенденция понижения продолжилась. Такой вывод опирается на результаты детального изучения карбонатных пород лахандинской серии Учуро-Майского региона и их туруханских аналогов (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 1998, 2002; Bartley et al., 2001). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в “лучших” образцах названных подразделений лежит в пределах 0.70519–0.70569, в общем убывая до 0.70523–0.70527 около 1000 млн. лет назад. Важно отметить, что переход от восходящего среднерифейского тренда $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ к нисходящему раннекаратавскому произошел во время главных событий Гренвильского орогенеза – Оттавского (1080–1020 млн. лет) и Риголетского (1000–980 млн. лет) коллизионных импульсов, результатом которых была континентальная коллизия глобального масштаба, приведшая к образованию суперконтинента Родиния (Rivers, 1997; Carr et al., 2000; Ketchum, Davidson, 2000; Martignole et al., 2000).

Объяснение очевидного парадокса – понижения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде во время завершения Гренвильского орогенеза и начала размыва возникших сооружений – дает анализ геодинамических, геохимических и изотопно-геохронологических данных (Семихатов и др., 2002). Такой анализ выявил ряд факторов, ответственных за названный парадокс. 1. Высокая роль догренвильских мантийных пород в сложении орогенов Гренвиллид (Restrepo-Pace et al., 1997; Wareham et al., 1998; Geraldès et al., 2000; Van Schmus, 2000; Dickin, 2000; Carr et al., 2000). 2. Поступление в Мировой океан в начале позднего рифея значительных масс ювенильного материала в связи с раскрытием и эволюцией Палеоазиатского океана и его ветвей (V. Khain et al., 1997; Хаин и др., 1999; Хоментовский, Постников, 2001; Khudoley et al., 2001; Khain et al., 2002, 2003; Федотова, Хаин, 2002), развитием в пределах будущей Гондваны океана Гайос (1200–800 млн. лет; Strieder, Suita, 1999) и эволюцией гигантского океана Монровия (Weil et al., 1998). Вывод о поступлении больших масс ювенильного материала в морскую воду вытекает также из рассмотрения Sm-Nd систематики аргиллитов в пограничных отложениях среднего и верхнего рифея (Li, McCulloch, 1996; Подковыров и др., 2002) и из вычисленных по одностадийной модели значений $\mu_1 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ в разновозрастных карбонатных осадках (Овчиннико-

ва и др., 2002). 3. Асинхронность пика метаморфизма в разных регионах развития Гренвилд (Andersson et al., 1999; Bruguier et al., 1999; Carr et al., 2000; Martignole et al., 2000) и, главное, очень низкая и неравномерная скорость эрозии Гренвилдских сооружений. Вне кратковременных постметаморфических экстремумов эта скорость более чем на порядок уступала скорости воздымания Альп и Гималаев за последние 40 млн. лет (Cosca et al., 1998; Ketchum, Davidson, 2000; Martignole et al., 2000; Rivers, Corrigan, 2000) – ведущего события, определившего резкий позднеэрозионный подъем отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Мировом океане. 4. Обширная раннекаратавская морская трансгрессия (Семихатов, Раабен, 1994, 1996), которая привела к расширению карбонатных платформ, латеральной экспансии бентосных цианобактериальных экосистем и редукции континентального сноса, чему способствовала нивелировка тектонического рельефа в восточной Лаврентии 980–920 млн. лет назад (Cosca et al., 1992; Carr et al., 2000). 5. Обычная связь резкого подъема уровня моря с активизацией спрединга позволяет говорить о роли и этого фактора в снижении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде начала каратавия. Появление в Западно-Конголезском поясе мощного корового ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от -2.4 до -11 ± 2) магматизма 1000–920 млн. лет назад (Tack et al., 2001), равно как и коллизионные явления на Енисейском кряже 880–860 млн. лет назад, появление на Аляске и Таймыре коровых гранитоидов с возрастом 950–800 млн. лет (Vernikovsky, Vernikovskaya, 2001; Верниковский и др., 2002; Верниковская и др., 2002) и первые проявления субдукции в океане Гойанидес 900–850 млн. лет назад (Brito Nevis et al., 1999) не могли компенсировать воздействие перечисленных выше факторов.

Лахандинский отрезок кривой вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеоокеане принадлежит к наиболее обоснованным в протерозое (Семихатов и др., 1998, 2002; Bartley, 2001). Однако вслед за ним в Sr-изотопной летописи рифея наступает пробел длительностью около 150 млн. лет, для которого имеются только отрывочные данные. Это, во-первых, первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70570–0.70622 в измененных доломитах шорихинской и туруханской свит, которые залегают в терминальной части Туруханского разреза рифея и имеют возраст около 950–900 млн. лет (Горохов и др., 1995). Во-вторых, это Sr-изотопные данные для известняков и доломитов пачек I₄–I₁₀ серии Атар Западной Африки (Veizer et al., 1983). Карбонаты этих пачек существенно перекристаллизованы на стадии погружения и метеорного диagenеза (Fairchild et al., 1990), что следует из присутствия им резких колебаний отношений Mn/Sr, Fe/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Только один образец известняка из основания пачки I₆ с минимальными значениями Mn/Sr = 0.43 и Fe/Sr = 3.3 способен опреде-

лить максимальный предел отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде. Rb-Sr датировки глинистой фракции <2 мкм из пачек I₆ и I₅, равные 874 ± 23 и 890 ± 37 млн. лет (Clauer, 1981), дают лишь приблизительную оценку возраста, поскольку эта фракция обычно содержит некогенетичные генерации иллита (Gorokhov et al., 1994, 2001). В настоящей статье возраст пачки I₆ условно принят равным 870 млн. лет, что согласуется с составом строматолитов в нижней части серии Атар (Bertrand-Sarfati, 1972; Knoll, Semikhatov, 1998). С учетом этого возраста первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняке пачки I₆ составляет 0.70558.

Окончание упомянутого пробела в Sr изотопной летописи определяют данные, полученные по инзерской свите каратавской серии Южного Урала и формации Биттер Спрингс Центральной Австралии (рис. 8 и 9). Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в “лучших” известняках нижней части нижеинзерской подсвиты (850–840 млн. лет) составляет 0.70525–0.70534. Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в валовых пробах доломитов и сульфатов нижней пачки формации Биттер Спрингс лежат соответственно в интервалах 0.70592–0.70611 и 0.70569–0.70610 и быстро возрастают вверх по разрезу в результате либо изоляции бассейна, либо эпигенетических изменений осадков при участии метеорных вод (Hill, Walter, 2000; Walter et al., 2000). Возраст этой формации определяют как 840–830 млн. лет на основании U-Pb датировок цирконов из базитовых даек, являющихся комагматами вулканитов в формации Биттер Спрингс (827 ± 6 и 849 ± 9 млн. лет, Zhao et al., 1994; Wingate et al., 1998; Hill, Walter, 2000). Учитывая принципиальные различия материала, использованного для Sr-изотопной характеристики инзерских образцов (УК-фазы “лучших” известняков) и пород формации Биттер Спрингс (валовые пробы доломитов и сульфатов), можно говорить лишь об общем подобии результатов, полученных по названным стратонам, не забывая, что уральские данные определяют отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водах инзерского океана, а австралийские фиксируют максимальный предел этого отношения. Изложенные данные показывают, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде в конце лахандинского времени (1000 млн. лет) и в начале инзерского (850 млн. лет) было практически одинаковым (0.70523–0.70527 и 0.70525–0.70534 соответственно), а 950–900 и 870 млн. лет назад оно было ниже, чем 0.70622 и 0.70558.

Стабильно низкое и, вероятно, мало менявшееся отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде раннего каратавия, видимо, определялось устойчивым преобладанием мантийного потока Sr в Мировой океан над континентальным на протяжении почти 200 млн. лет. В пользу такого вывода свидетельствуют следующие факты. 1. Экстенсивное изливание платобазальтов с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

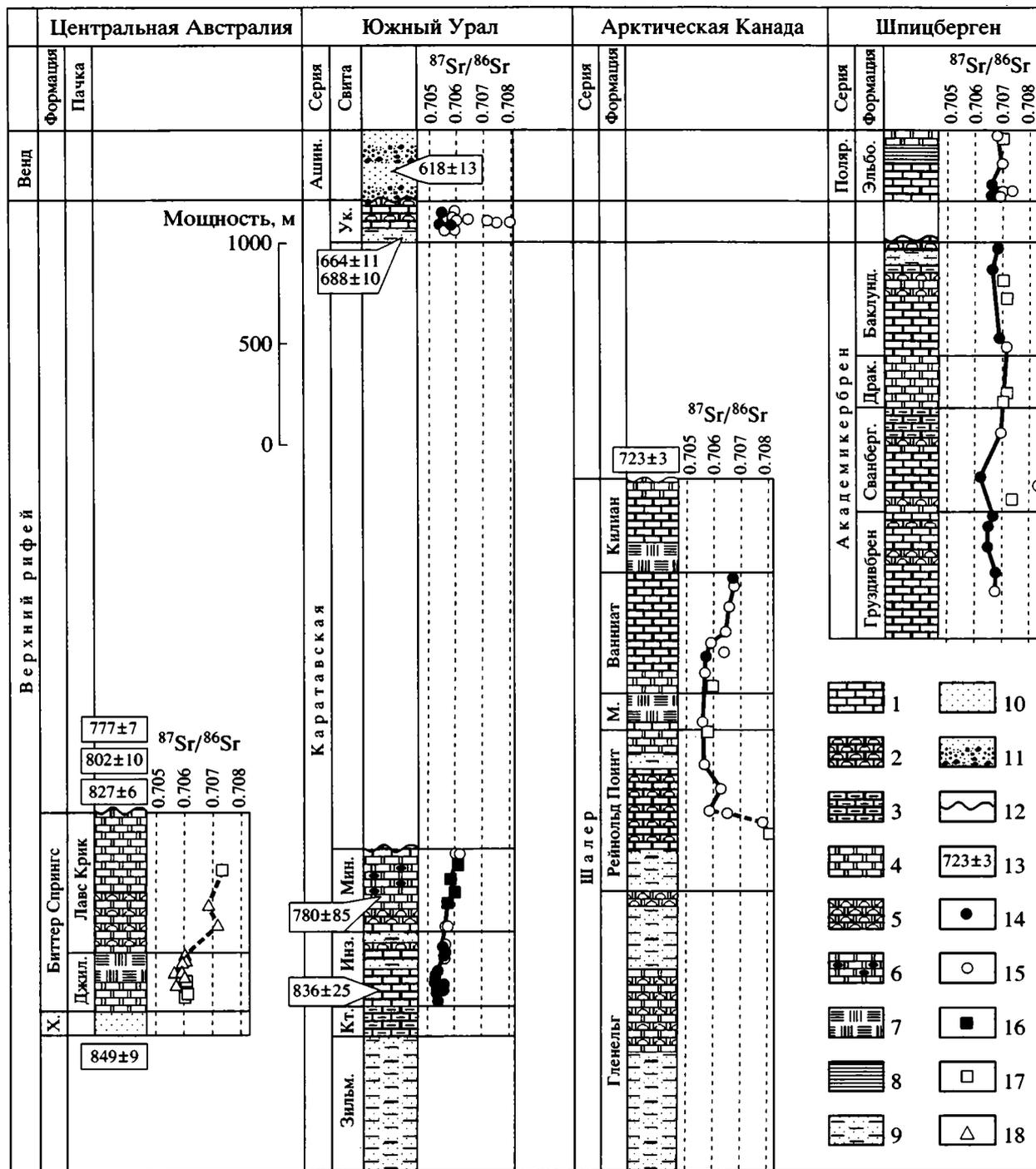


Рис. 8. Sr-хемостратиграфические и возрастные характеристики ключевых разрезов второй половины верхнего рифея и нижней части венда.

1–11 – типы пород: 1 – известняки, 2 – строматолитовые известняки, 3 – глинистые известняки, 4 – доломиты, 5 – строматолитовые доломиты, 6 – доломиты с конкрециями кремней, 7 – сульфаты (эвапориты), 8 – тиллиты, 9 – песчано-глинистые отложения, 10 – песчаники, 11 – песчаники с гравелитами; 12 – стратиграфические несогласия; 13 – изотопный возраст (пояснения в тексте); 14–18 – образцы: 14 – известняки, которые удовлетворяют геохимическим критериям, принятым в настоящей работе, 15 – известняки, не удовлетворяющие этим критериям, 16 – доломиты, которые удовлетворяют геохимическим критериям, принятым в настоящей работе, 17 – доломиты, не удовлетворяющие этим критериям, 18 – сульфаты. Сокращения: Ашин. – ашинская, Баклунд. – Баклундтопен, Ван. – Ванниат, Джил. – Джиллен, Драк. – Дракен, Зильм. – зильмердакская, Инз. – инзерская, М. – Минто Инлет, Мин. – миньярская, Полярис. – Полярисбрэн, Сванберг. – Сванбергфьелет, Ук. – укская, Х. – Хевитри, Эльбо. – Эльбобрэн.

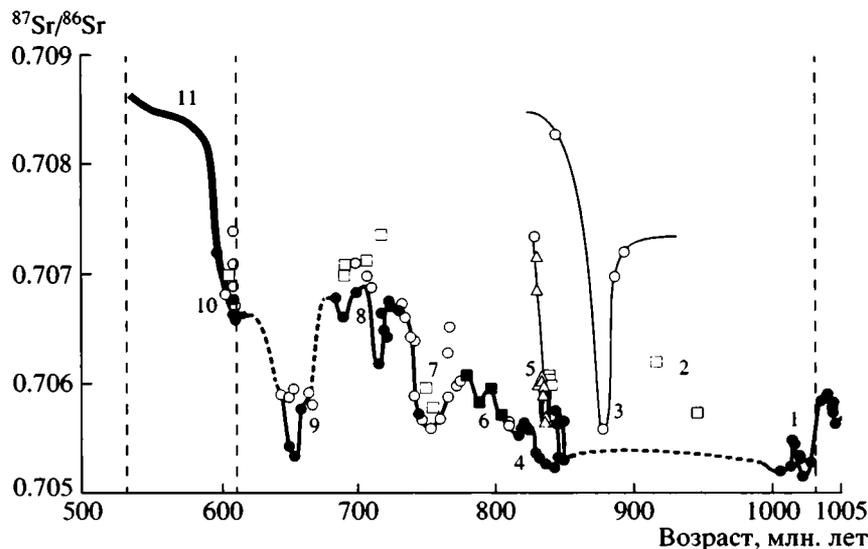


Рис. 9. Стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде позднего рифея.

1 – керпильская и лахандинская серия Учуро-Майского региона и их аналоги в Туруханском районе (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 1998, 2002; Bartley et al., 2001); 2 – шорихинская и туруханская свиты Туруханского района (Горохов и др., 1995; Bartley et al., 2001); 3 – пачка I₆ серии Атар (Veizer et al., 1983); 4 – инзерская свита каратавской серии (настоящая работа, Кузнецов и др., 1997); 5 – формация Биттер Спрингс (Walter et al., 2000; Hill, Walter, 2000); 6 – миньярская свита каратавской серии (настоящая работа); 7 – серия Шалер (Asmerom et al., 1991); 8 – серия Академикербрен (Deffu et al., 1989, 1992); 9 – укская свита каратавской серии (настоящая работа); 10 – серия Полярисбрен (Kaufman et al., 1993); 11 – серии Нама и Витвлей (Kaufman et al., 1993). Усл. обозначения см. на рис. 8.

0.7043–0.7050 в Западно-Конголезском поясе 1000–920 млн. лет назад (Task et al., 2001). 2. Раскрытие 950–800 млн. лет назад Адамастор-Бразильского океана, базальты которого имели положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (Dalziel, 1997; Pedrosa-Soares et al., 2001). 3. Продолжение эволюции океанов Гайос (Strieder, Suita, 1999) и Палеоазиатского (Коваленко и др., 1999; Khain et al., 2002, 2003; Федотова, Хаин, 2002). 4. Возникновение 890–800 млн. лет назад на будущей территории Нубийского щита системы островных дуг и офиолитов с высокими положительными $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и низкими первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7022–0.7030; Reischmann, 2000). 5. Раскрытие 900–850 млн. лет назад в Южной Америке океана Гойанидес (Brito Neves et al., 1999) и появление в это же время офиолитов в Мавритании и Антиатласе. 6. Развитие в ряде крупных регионов интенсивного рифтогенеза и/или внедрение роев базальтовых даек, имеющих возраст 890–820 млн. лет (Wingate et al., 1998; Li et al., 1999; Karlstrom et al., 2000; Ярмолюк, Коваленко, 2001; Pedrosa-Soares et al., 2001; Sklyarov et al., 2001). 7. Преобразование пассивных окраин Сибирского кратона в активные и формирование 850–800 млн. лет назад по периферии Палеоазиатского океана протяженных островных дуг (Khain et al., 2003; Федотова, Хаин, 2002). 8. Образование 800 млн. лет назад в Центрально-Азиатском складчатом поясе обширных офиолитовых поясов (Коваленко и др., 1999; Khain et al., 2003). 9. Формирование в начале

позднего рифея в Палеоазиатском океане вулканических островных дуг (Коваленко и др., 1999; Федотова, Хаин, 2002; Khain et al., 2003). 10. Медленная эрозия Гренвиллид и низкий поток континентального материала в Мировой океан в условиях обширной раннекаратавской трансгрессии. Все сказанное свидетельствует не о кратковременном “мантийном событии с возрастом около 900 млн. лет” (Veizer et al., 1983), а о серии крупномасштабных событий, способствовавших поступлению низкорациогенного Sr в океан на протяжении всего раннего каратавия (рис. 8 и 9). Региональные аккреционно-коллизионные события и внедрение постколлизийных гранитоидов вдоль западного края Сибирского кратона около 870–880 млн. лет назад (Ножкин и др., 1999; Верниковская и др., 2002) не могли оказать заметного влияния на глобальную обстановку.

Возвращаясь к анализу уральского материала, подчеркнем, что Sr-изотопные данные для инзерской и миньярской свит указывают на важные изменения в характере вариаций изотопного состава Sr в Мировом океане около 830 млн. лет назад. В это время на смену “спокойному”, вероятно, почти горизонтальному отрезку кривой вариаций пришла ее восходящая ветвь, которая началась в пограничных горизонтах ниже- и верхнеинзерской подсвит и завершилась у кровли миньярской свиты, в основании шубинской пачки. За это время (830–775 млн. лет) отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде возросло от 0.70555 до 0.70611 и только

в шубинское время (~775–770 млн. лет) несколько понизилось и не превышало 0.70600 (рис. 9).

Реконструкция кривой вариаций изотопного состава Sr в морской воде на протяжении последующих временных отрезков позднего рифея осложнена неоднозначной трактовкой возрастных соотношений трех главных носителей соответствующей информации: серии Шалер Арктической Канады, серии Академикербрен Шпицбергена и каратавской серии Южного Урала (Melezhik et al., 2001).

Серия Шалер объединяет пять формаций: карбонатно-терригенную Гленельг (1400 м) и существенно карбонатные Рейнольд Поинт (760 м), Минто Инлет (210 м), Ванниат (590 м) и Килиан (550 м). Эта серия несогласно налегает на основные вулканиты, содержащие бадделеит с U-Pb возрастом 1267 ± 2 млн. лет, и прорвана дайками, U-Pb возраст бадделеита которых равен 723 ± 3 млн. лет (Heaman et al., 1990; Rainbird et al., 1994). Для уточнения максимального возрастного предела серии Шалер привлекались корреляции ее нижней части, во-первых, с серией Рей Арктической Канады, обломочный циркон из которой имеет U-Pb возраст 1080 млн. лет, а во-вторых, сделанные на основании палинспастических реконструкций сопоставления с верхней частью серии Колланна Австралии, содержащей горизонт туфов, имеющий U-Pb возраст 802 ± 10 млн. лет (Rainbird et al., 1994). Более информативны в рассматриваемом аспекте С-изотопные хемостратиграфические данные. Они показывают, что для формации Рейнольд Поинт характерны умеренные положительные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (+3...+5‰), тогда как в вышележащих формациях Минто Инлет и Ванниат эти значения повышаются до +6...+8‰ (Asmerom et al., 1991; Kaufman, Knoll, 1995). В глобальном контексте такие изменения значений $\delta^{13}\text{C}$ предполагают, что формация Рейнольд Поинт моложе 850–800 млн. лет (Jacobsen, Kaufman, 1999; Kah et al., 1999; Bartley et al., 2001). Важно отметить, что в карбонатах миньярской свиты преобладают значения $\delta^{13}\text{C}$ от -2.2 до +2.7‰ (Подковыров и др., 1998), но в терминальных ее горизонтах наблюдается четкий восходящий тренд $\delta^{13}\text{C}$, который завершается максимальным для данной свиты значением $\delta^{13}\text{C} = +5.9‰$ в кровле шубинской пачки. Вероятно, этот тренд можно трактовать как довод в пользу близкого смыкания во времени верхнеминьярских отложений и формации Рейнольд Поинт. Следовательно, накопление карбонатных осадков формаций Рейнольд Поинт, Минто Инлет и Ванниат происходило в постминьярское время 770–730 млн. лет назад. Напомним, что отложения этого возраста на Южном Урале отсутствуют.

Данные об изотопном составе Sr в серии Шалер получены для 17 образцов известняков и до-

ломитов из трех средних ее формаций (рис. 8). Отношения Mn/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих образцах меняются в широких пределах соответственно от 0.12 до 9.3 и от 0.70561 до 0.70876 (Asmerom et al., 1991). Принятым нами значениям геохимических критериев сохранности отвечают только 2 образца известняков из формации Ванниат. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в валовой карбонатной фазе этих образцов равны 0.70575 и 0.70674. Однако минимальное для серии Шалер отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70561) наблюдается в измененном образце известняка (Mn/Sr = 0.67) из нижней части формации Минто Инлет (рис. 8). Если это последнее значение все же отвечает изотопному составу Sr среды формирования осадков, то сопоставление результатов, полученных для серии Шалер, с результатами, полученными по карбонатным породам предшествующей миньярской свиты, позволяет думать, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде с конца миньярского времени в течение примерно 10–15 млн. лет плавно уменьшалось от 0.70600 до 0.70561, а затем, во время отложения верхней части формации Ванниат, начало медленно расти и около 730 млн. лет назад достигло 0.70674 (рис. 9).

Последующий отрезок стандартной кривой вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде опирается на данные, полученные для серии Академикербрен Шпицбергена (Derry et al., 1989, 1992). Эта серия, состоящая из четырех карбонатных формаций Груздивбрен (650 м), Сванбергфьелет (500 м), Дракен (250 м) и Баклундтопен (500 м), согласно залегает на терригенной серии Ветеранен и, как показывают современные данные (Fairchild, Hambrey, 1995; Kaufman et al., 1993, 1997; Harland, 1997), по эрозионной поверхности с перекрытием перекрыта серией Полярисбрен. Вблизи основания последней залегают тиллиты Варангерского гляциогоризонта, возраст которого большинством исследователей оценивается как 600–590 млн. лет (Knoll, Walter, 1992; Knoll, 2000; Семихатов, 2000 и ссылки в этих работах). К сожалению, сама серия Академикербрен изотопных датировок не имеет. Сделанные в 1970-е годы сопоставления этой серии с уральским стратотипом рифея на основании микрофитолитов и строматолитов (Раабен, Забродин, 1972; Раабен, 1975) требуют уточнения. Игравшие главную роль в таком сопоставлении микрофитолиты, как теперь установлено (Семихатов, 1974; Хоментовский, 1976; Якшин, 1985), не имеют стратиграфического значения, а среди строматолитов названной серии доминируют эндемики и таксоны, определенные в открытой номенклатуре. Что же касается оценок возраста отдельных горизонтов серии Академикербрен, сделанных в 1980-е годы на основании окремненных микрофоссилий, то эти оценки нуждаются в корректировке. Поэтому существенная роль в определении места данной

серии в стратиграфической шкале принадлежит хемостратиграфическим данным.

Постседиментационные изменения в карбонатных породах серии Академикербрен проявлены довольно слабо (Derry et al., 1989, 1992). Из 17 изученных образцов (12 известняков и 5 доломитов) восемь образцов известняков удовлетворяют геохимическим критериям сохранности, принятым в настоящей работе. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих образцах обычно варьирует в диапазоне 0.70646–0.70686 и только в нижней части формации Сванбергфьелет уменьшается до 0.70620 (рис. 8). Величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70646–0.70677) и $\delta^{13}\text{C}$ (+5.9‰) в карбонатных породах средней части формации Груздивбрен, с одной стороны, и в терминальной части формации Ванниат серии Шалер (соответственно 0.70662–0.70674 и +5.0...+6.0‰), с другой, практически совпадают (Derry et al., 1989; Asmerom et al., 1991). Такое согласие хемостратиграфических характеристик этих формаций служит основанием для их корреляции (Asmerom et al., 1991; Jacobsen, Kaufman, 1999) и позволяет считать, что осадки средней части формации Груздивбрен начали отлагаться около 730 млн. лет назад сразу после накопления формации Ванниат. Точный возраст терминальных горизонтов серии Академикербрен не установлен. Известно только, что она отделена от базальной карбонатной пачки E1 серии Полярисбрен перерывом неопределенной продолжительности (Fairchild, Hambrey, 1995; Harland, 1997). Привлечение хемостратиграфических данных по каратавской серии позволяет полагать, что накопление серии Академикербрен завершилось ранее 690 млн. лет назад, до того момента, когда на Урале началось отложение осадков укской свиты. Действительно, для карбонатов формации Баклундтопен, венчающих серию Академикербрен, характерны первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70662–0.70686 и $\delta^{13}\text{C}$ от +4.2 до +8.4‰, тогда как нижеукские карбонаты, накапливавшиеся 690–660 млн. лет назад, имеют существенно более низкие значения этих параметров: 0.70582–0.70595 и +1.4...+2.6‰, а в верхнеукских осадках, отлагавшихся 660–640 млн. лет назад, соответствующие величины еще ниже и составляют 0.70538–0.70580 (рис. 9, табл. 2) и +0.7...+2.5‰ (Подковыров и др., 1998).

Таким образом, породы укской свиты резко отличаются по C- и Sr-изотопным характеристикам от пород верхних горизонтов серии Академикербрен и поэтому не могут быть одновозрастными. Вместе с тем, по изотопному составу Sr и C укские карбонатные породы отличны и от карбонатов пачки E1, начинающих разрез серии Полярисбрен. Для этой пачки характерны первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70661–0.70683 и преобладающие относительно высокие (+5 ± 1‰) значения $\delta^{13}\text{C}$ (Knoll et al., 1986; Kaufman et al.,

1993; Fairchild, Spiro, 1987). Отсутствие отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах пачки E1, подстилающей нижние тиллиты Варангерского гляциогоризонта Шпицбергена, и присутствие таких значений в пачке 19, подстилающей аналогичные тиллиты Гренландии, рассматривается как свидетельство перерыва, предшествовавшего этим тиллитам в первом из названных регионов (Fairchild, Hambrey, 1995, с. 223). Таким образом, весьма вероятно, что накопление укских осадков во времени совпало со стратиграфическим перерывом между сериями Академикербрен и Полярисбрен, длительность которого, вероятно, достигала 60–70 млн. лет. Однако из-за преимущественно терригенного состава нижеукских отложений и эпигенетических изменений присутствующих среди них карбонатных пород (рис. 7) строгая Sr изотопная характеристика соответствующего интервала разреза отсутствует. Этот интервал разделяет “лучшие” образцы верхней части серии Академикербрен и верхнеукской подсвиты, имея длительность около 30 млн. лет.

Переходя к рассмотрению геодинамических и иных факторов, определявших главные изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде позднего каратавия, напомним, что в начале последнего верхнеинзерские и миньярские “лучшие” образцы зафиксировали четкий восходящий тренд этого отношения 830–775 млн. лет назад. Данный тренд логично связать с серией аккреционных и коллизионных событий, произошедших в то время. Такие события и обычно сопутствующий гранитный магматизм описаны на северо-западе Аляски и на Таймыре (коллизия микроконтинента с островными дугами или континентом около 850–800 млн. лет назад; Vernikovsky, Vernikovskaya, 2001), в фундаменте Таримского массива 829 ± 60 млн. лет назад (коллизия двух микроконтинентов; Guo et al., 2001) и в Тувино-Монгольском поясе, где они произошли около 800 млн. лет назад в результате столкновения континентальных блоков друг с другом и/или окраиной Сибирского кратона и сопровождались образованием по периферии океана систем вулканических дуг (Salnikova et al., 2001; Sklyarov et al., 2001; Федотова, Хаин, 2002). Этап коллизии и аккреции с возрастом 830–800 млн. лет, местами сопровождаемый субдукцией, рассматривается как один из главных подобных этапов в истории Палеоазиатского океана (Khain et al., 2002, 2003), а синтетические гранитоиды Бакало-Муйского складчатого пояса, имеющие возраст около 800 млн. лет, связаны с мощным коллизионным событием, завершившим раннебайкальский тектогенез на юге Восточной Сибири (Рыцк и др., 2001). В Байкало-Витимской ветви названного океана несколько позднее 850 млн. лет происходила субдукция микроконтинента под Сибирский кратон и аккреция фрагментов островных дуг к (микро)континенту

(Хоментовский, Постников, 2001), а в Южной Америке примерно 800 млн. лет назад замкнулся океан Гайос (Strieder, Suita, 1999). Хотя подъем отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане 830–770 млн. лет назад буферировался мантийным потоком низкорadioгенного Sr, внедрением базитовых даек с мантийными изотопными метками и новым расширением карбонатных платформ на пассивных окраинах континентов, но общий поток вещества в Мировой океан в это время был обогащен radioгенным Sr.

Изменение глобальной геодинамической обстановки около 770 млн. лет назад определило переход от восходящего тренда $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ к кратковременному (от ~775 до 740 млн. лет назад), но масштабному нисходящему, который фиксируется образцами шубинской пачки и нижних горизонтов серии Шалер (от 0.70611 до 0.70561–0.70575). В это время в условиях субглобального растяжения произошла серия важных событий, приведших к дальнейшей дезинтеграции Родинии (Powell et al., 1993; Hoffman, 1991; Karlstrom et al., 2000; Prave, 1999; Brito Nevis et al., 1999). Среди этих событий отметим следующие. 1. Отделение около 750 млн. лет назад Восточной Гондваны (Австралии, Индии и Антарктики) от Лаврентии, что привело к образованию Палеопацифики и активному рифтогенезу в Южной Америке 700–720 млн. лет назад (Powell et al., 1993; Colpom et al., 2002; Brito Nevis et al., 1999). 2. Развитие 760–720 (или 780–720) млн. лет назад мощного рифтогенеза вдоль западного (в современных координатах) края Лаврентии, который сопровождался образованием протяженных (до 2500 км) рифтов, проявлениями базальтового магматизма (местами весьма интенсивного), а в некоторых регионах и вскрытием океанической коры (Ross, 1995; Hoffman, 1991; Colpom et al., 2002). 3. Образование вулканических островных дуг и офиолитов на территории будущего Аравийско-Нубийского щита, а также в Восточной пустыне Египта и на Таймыре соответственно 770–736, около 780 и 750–720 млн. лет назад (Reichman, 2000; Loizenbauer et al., 2001; Vernikovsky, Vernikovskaya, 2001; Верниковский и др., 2002). 4. Формирование вдоль восточного края Гондваны островной дуги Андийского типа с возрастом 750 ± 2.5 млн. лет (Torsvik et al., 2001). 5. Разделение Восточной Гондваны, Южно-Китайского континентального блока и Лаврентии около 700 млн. лет назад (Li et al. 1996). 6. Рифтогенез и внедрение базитовых даек и силлов на Южно-Китайской платформе, в Туве, Южной Африке и Северной Канаде в интервале времени 770–720 млн. лет назад (Heaman et al., 1990; Hoffman et al., 1996; Li et al., 1999; Ярмолюк, Коваленко, 2001). Надо отметить, что Е. Асмером и его соавторы (Asmerom et al., 1991) справедливо связывали событие Шалер с интенсивным образованием ювенильной коры и масштабным океаническим рифтингом,

но полагали, что эти события имели место 810–840 млн. лет назад. В настоящее время этап глобального растяжения, породивший перечисленные события, датируют 762–723 млн. лет (Karlstrom et al., 2000). Происходившие в это время геодинамические процессы противоположной направленности (например, коллизионные события и постколлизионный гранитный магматизм на Енисейском кряже с возрастом 750–720 млн. лет, коллизия островных дуг и микроконтинента на севере Мозамбикского пояса около 740 млн. лет назад, внутриплитный гранитный магматизм на востоке Египта с возрастом 780 млн. лет и др.; Reichman, 2000; Loizenbauer et al., 2001; Верниковский и др., 2002; Верниковская и др., 2002), видимо, вносили весьма незначительный вклад в общий баланс вещества в Мировом океане.

Преобладание в целом повышенных (0.70646–0.70686) значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде на следующем этапе позднерифейской истории 740–690 млн. лет назад, во время накопления верхней части формации Ванниат серии Шалер и большей части серии Академикербрен (кроме пограничных горизонтов формаций Груздивбрен и Сванбергфьелет), хорошо гармонирует с господствовавшими в то время геодинамическими обстановками. На данном этапе геологической истории, а точнее 715–736 млн. лет назад, замкнулись океаны, расположенные на будущем Аравийско-Нубийском щите и в долине р. Нил, в результате конвергенции Индии и Восточной Африки 740–720 млн. лет назад исчезли Мозамбикский, а несколько позднее и Фарузский океаны (Reichman, 2000; Torsvik et al., 2001; Brito Nevis et al., 1999), тогда как в Палеоазиатском океане исчезли крупные островные дуги, замкнулся ряд задуговых бассейнов и одновременно (735–715 млн. лет) интенсифицировался субдукционный магматизм (Sklyarov et al., 2001; Федотова, Хаин, 2002; Khain et al., 2003). Эти процессы в ряде регионов сопровождался внедрением коровых гранитов и сменой преобладавшего базальтового магматизма известково-щелочным (Коваленко и др., 1999; Reichmann, 2000; Loizenbauer et al., 2001; Kuzmichev, 2001; Федотова, Хаин, 2002). В частности, на окраинах Палеоазиатского океана 730–700 млн. лет назад сформировались протяженные энсиалические островные дуги, в сложении которых существенную роль играли андезиты, дациты и риолиты (Kuzmichev et al. 2001; Khain et al., 2003). Из менее масштабных явлений того же порядка можно назвать аккрецию островных дуг к континентальным блокам в Урало-Монгольском поясе, коллизию микроконтинента с Сибирским кратоном 760–720 млн. лет назад и внедрение на Енисейском кряже постколлизионных коровых гранитов с U-Pb возрастом 730 и 718 млн. лет (Верни-

ковский и др., 2002; Верниковская и др., 2002; Sklyarov et al., 2001; Khain et al., 2003).

Свой вклад в повышение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднекаратавской морской воде мог внести и совсем другой – палеоклиматический фактор. Установленные палеомагнитными данными широтные смещения фрагментов Родинии в позднем каратавии должны были сказаться как на количестве осадков, выпадавших на эти фрагменты по мере их широтного перемещения, так и на интенсивности выветривания и размыва областей сноса и, соответственно, на массе континентального стока. Связь отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеоокеане с изменениями влажности климата недавно убедительно была показана для поздней перми и триаса (Korte et al., 2003). Правда, в нашем случае предположение о росте континентального стока в позднем каратавии не согласуется с глобальными статистическими данными о том, что количество карбонатных строматолитовых формаций в позднем каратавии было в два раза больше, чем в раннем каратавии (неопубликованные данные М.Е. Раабен и М.А. Семихатова). Такое увеличение логично трактовать как отражение латеральной экспансии карбонатапокрытия и редукции силикокластических осадков. К сожалению, соответствующие сравнительные данные по терригенным формациям нам не известны.

Более серьезные трудности вызывает объяснение отрицательного экскурса $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.70646 до 0.70620, который определяется тремя образцами из пограничных горизонтов формаций Груздивбрен и Сванбергфьелет и, согласно приведенным выше данным, произошел около 720–710 млн. лет назад (рис. 8, 9). Если вывод о возрасте этого экскурса справедлив, то он, по существу, совпадает во времени со Стертовским оледенением, которое неминуемо должно было вызвать крупное (до 100 м, по оценке Н.М. Чумакова) гляциоэвстатическое падение уровня моря, интенсификацию континентального стока во время дегляциации и серьезный рост, а не уменьшение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане.

Если рассматриваемая ситуация не является артефактом, то одним из возможных ее объяснений могло бы стать предположение, что в ходе глобального растяжения 720–700 млн. лет назад в морскую воду было брошено такое количество низкорadioгенного мантийного Sr, что именно он определял изотопный баланс этого элемента в Мировом океане на протяжении двух десятков миллионов лет. Впрочем, анализ масштабов явлений делает высказанное предположение крайне маловероятным. Видимо, для разрешения рассматриваемого противоречия необходимо уточнить возрастные соотношения упомянутого экскурса и Стертовского оледенения, а также провести в серии Академикербрен поиск седи-

ментологических следов гляциоэвстатического падения уровня моря и выяснить стратиграфические соотношения этих следов с изменениями отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в “лучших” образцах названной серии. Опыт такого анализа применительно к вышележащей серии Полярисбрен и следам Варангерского оледенения имеется (Fairchild, Hambrey, 1995).

Заключительный отрезок предлагаемой стандартной кривой изменения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане, определяемый образцами укской свиты Южного Урала, характеризуется крупным падением этого отношения 690–640 млн. лет назад от 0.70662–0.70682 в верхней части формации Баклундтопен до 0.70585–0.70592 в измененных известняках нижеукской подсвиты и до 0.70538–0.70580 в “лучших” верхнеукских известняках. Столь значительное уменьшение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде было связано с широким развитием в это время процессов растяжения, сопровождавшихся формированием новых островных дуг в океанах и интенсивным, в том числе мантийным магматизмом. В таких условиях около 650–630 млн. лет назад произошел раскол Балтики и Лаврентии, который начался с внедрения роев толеитовых даек мантийного происхождения и рифтогенеза на западной окраине Скандинавии, а несколько позднее в Лабрадоре и Аппалачах (Hoffman, 1991) и завершился раскрытием 620–605 млн. лет назад будущего океана Япетус (Torsvik et al., 1996; Svenningsen et al., 2001). В пределах Палеоазиатского океана в это время формировались протяженные вулканические дуги, на территории современного Забайкалья возник обширный пояс растяжения с приуроченными к нему интрузиями пироксенитовых габбро, имеющих U-Pb возраст 630–620 млн. лет и мантийные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (Федотова, Хаин, 2002), в пределах Приенисейского офиолитового пояса сформировались островодужные комплексы с возрастом 637 ± 5 млн. лет, а несколько ранее (697 ± 4 млн. лет назад) внедрились гранитоиды с мантийными Sm-Nd метками и отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70385 (Верниковский и др., 2001). На Нубийском щите 670–618 млн. лет назад широко проявился кислый вулканизм (Reischmann, 2000), а в Южной Америке в поясе Токантинс оформились островные дуги с возрастом около 640 млн. лет, частично возникшие за счет переработки более древней континентальной и океанической коры (Brito Nevis et al., 1999). К рассматриваемому отрезку времени относится и образование весьма протяженной (от Новой Шотландии и Авалона до Полярного, а вероятно, и Среднего Урала) Кадомской островной дуги, ранний базитовый магматизм которой имеет возраст 675 млн. лет, а ассоциированные офиолиты 670 ± 5 млн. лет (Scarrow et al., 2001).

Перечисленные и аналогичные события других регионов “работали” на понижение отноше-

ния $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде. Вместе с тем, 660–640 млн. лет назад в некоторых регионах проявились события противоположной направленности. Так, в Восточной пустыне Египта зафиксировано постепенное сближение, а 664 ± 20 млн. лет назад коллизия частей Гондваны и последующий известково-щелочной синколизонный магматизм (Loizenbauer et al., 2001), в Байкало-Вилуйской ветви Палеоазиатского океана – начало активной коллизии (Хоментовский, Постников, 2001), а в провинции Токантинс несколько позднее, 630 млн. лет назад, произошла коллизия серии террейнов и островных дуг с только что сформированным (630–620 млн. лет) континентальным массивом в океане Адаматор, который замкнулся около 600–570 млн. лет назад (Pedrosa-Soares et al., 2001).

Эти и другие более масштабные события служили прамбулой к глобальной Панафриканской орогении, с которой был связан беспрецедентный резкий рост отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде венда и начала кембрия (Kaufman et al., 1993). Рассмотрение этого роста выходит за рамки данной статьи.

ВЫВОДЫ

1. Карбонатные породы каратавской серии Южного Урала претерпели незначительные постседиментационные изменения, особенно в северо-западных разрезах Башкирского мегантиклинория (г. Миньяр и пос. Шубино). Нарушение изотопно-геохимических систем известняков нижней части каратавской серии и “низкомагнезиальных” доломитов миньярской свиты происходило в обстановке погружения и во время тектонических напряжений под влиянием элизионных растворов, поступавших из песчано-глинистых толщ (главным образом зильмердакской свиты и терригенной компоненты инзерской свиты). Кроме того, карбонатные породы укской свиты и верхней части миньярской были частично перекристаллизованы под воздействием метеорных вод.

2. Вариации изотопного состава Sr в карбонатных породах верхнего рифея изучены значительно лучше, чем в других возрастных интервалах протерозоя. Тем не менее, до сих пор в литературе нет общепринятой кривой изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане. Это связано не только с тем, что для построения такой кривой используются данные по дискретным отрезкам разобленных разрезов, корреляция которых безусловна, но и с тем, что эпигенетические преобразования протерозойских карбонатных пород нередко недоцениваются, единые геохимические критерии сохранности образцов отсутствуют, а процедура селективного растворения карбонатных пород для удаления эпигенети-

ческих карбонатных фаз применяется в мировой практике как исключение.

3. Основой для построения новой стандартной кривой вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане служат аналитические данные, полученные по карбонатным породам каратавской серии Южного Урала, а также по лахандинской серии Учуро-Майского региона и ее аналогам в Туруханском районе. Эти отложения достаточно надежно привязаны к хронометрической шкале, относительно слабо изменены и удовлетворяют жестким геохимическим критериям сохранности. Кроме того, изученные образцы были подвергнуты предварительной химической обработке, позволившей обогатить их первичным карбонатным материалом. В результате получены детальные кривые вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде для трех отрезков позднего рифея: 1030–1000, 850–770 и 660–640 млн. лет. Sr-изотопная характеристика интервалов между этими отрезками опирается на критический анализ литературных данных, а отчасти и на интерполяцию. Такой подход позволил представить модифицированную версию стандартной кривой вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане, которая лишена ряда противоречий и недостатков, присущих прежним вариантам.

4. В течение первой половины позднего рифея (1030–810 млн. лет назад) отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде оставалось низким 0.70519–0.70566. Позднее, вплоть до 775 млн. лет назад, зафиксирован рост этого отношения до 0.70611, но в последующие 30 млн. лет оно вновь понизилось до 0.70561–0.70575. В интервале 740–690 млн. лет назад рассматриваемое отношение колебалось в пределах 0.70646–0.70686 с кратковременным снижением до 0.70620 около 720 млн. лет назад. В конце позднего рифея, 660–640 млн. лет назад, оно уменьшилось до 0.70538–0.70580, после чего на протяжении венда и начала кембрия увеличилось до 0.70840–0.70860.

5. Вековые вариации изотопного состава Sr в палеоокеане порождаются не только изменением баланса масс мантийного и континентального потоков, поставлявших Sr в Мировой океан, но и изменением состава питающих провинций, сменой характера вулканизма и/или колебаниями интенсивности выветривания под влиянием палеоклиматических событий и изменений состава атмосферы, особенно баланса CO_2 и O_2 . Следовательно, эти вариации являются чутким индикатором изменения во времени количественных соотношений различных микроэлементов и питательных веществ, поступавших в конечные бассейны стока. Заметные увеличения как отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, так и амплитуды его вариаций в океане второй половины позднего рифея по сравнению с более ранними отрезками протерозоя, отражают

коррелируемые по своим масштабам изменения химического состава морской воды, которые не могли не оказать влияние на докембрийскую биоту в преддверии венда и фанерозоя. Иначе говоря, данные о вариациях отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Мировом океане позволяют судить о тенденциях изменения факторов биосферного масштаба и значения.

Авторы выражают благодарность В.И. Козлову за помощь в сборе образцов карбонатных пород, И.В. Кисловой за определения содержания малых элементов в карбонатах, а также Т.Л. Турченко за определение минерального состава силикатной составляющей карбонатных пород. Авторы признательны А.В. Маслову, А.Б. Котову и М.А. Федонкину за плодотворное обсуждение проблем, рассмотренных в настоящей статье.

Работа выполнена в рамках фундаментальных исследований ОНЗ РАН по программам “Проблемы зарождения биосферы Земли и ее эволюция” и “Изотопная геология: геохронология и источники вещества”, а также при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 02-05-64333, 02-05-65241, 03-05-06270 и 00-05-72011) и Комиссии по делам молодежи РАН (проект № 301).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Екатеринбург: УРО РАН, 1997. 290 с.
- Беккер Ю.Р.* Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 9. С. 49–60.
- Беккер Ю.Р.* Молассы докембрия. Л.: Наука, 1988. 288 с.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г.* Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 1. Состав и фациально-экологическое распределение органостенных микрофоссилий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 5. С. 15–38.
- Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н., Воробьева Н.Г., Ли Сень-Джо.* Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) и Приуралья (Камско-Бельский авлакоген) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 5. С. 3–28.
- Вейс А.Ф., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Воробьева Н.Г.* Микрофоссилии типового разреза верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 3–31.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др.* Гранитоиды Ерундинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа – индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 259–272.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И. и др.* Пороженские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 6. С. 806–810.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др.* Постколлизионный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа.: событие в интервале 750–720 млн. лет назад // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 2. С. 221–226.
- Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Головин Д.И. и др.* Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований и проблема возраста рифейских отложений Учуро-Майского региона Восточной Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 1998. № 6. С. 629–646.
- Герман Т.Н.* Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука, 1990. 50 с.
- Горожанин В.М., Кутявин Э.П.* Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БНЦ АН СССР, 1986. С. 60–63.
- Горохов И.М.* Диагенез карбонатных осадков: поведение рассеянных элементов и изотопов стронция // Литология и палеогеография. Вып. 4. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1996. С. 141–164.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др.* Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др.* Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах тулозерской свиты, юго-восточная Карелия // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 533–536.
- 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.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Короброобразующие магматические процессы при формировании Центральноазиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Козлова Е.В. и др.* Стратиграфия рифея в стратотипическом разрезе Южного Урала. Препринт. Уфа: БНЦ АН СССР, 1991. 38 с.
- Козлов В.И., Горожанин В.М.* К вопросу о выделении бакеевской свиты и о возрасте базальных слоев ашинской серии Южного Урала // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: УфНЦ РАН, 1993. С. 14–23.
- Кузнецов А.Б.* Эволюция изотопного состава стронция в позднерифейской морской воде: карбонаты каратавской серии Южного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 1998. 24 с.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др.* Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 2. С. 249–254.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Мельников Н.Н. и др.* Глинистые породы как потенциальные источники ра-

- диогенного ^{87}Sr при эпигенетической перекристаллизации карбонатов: каратавская серия Южного Урала // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения. 5-е Региональное Уральское литологическое совещание. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 108–110.
- Маслов А.В.* Тангаурская подсерия верхнего рифея Алатауского антиклинория Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002а. Т. 10. № 5. С. 3–22.
- Маслов А.В.* К оценке средних скоростей накопления осадочных образований типового разреза рифея разными методами // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения. 5-е Региональное Уральское литологическое совещание. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002б. С. 132–136.
- Маслов А.В., Абдуазимова З.М., Карстен Л.А., Пучков В.Н.* Первые находки меланоциррилиумов в эталонных разрезах рифея на Южном Урале // Состояние, проблемы и задачи геологического картирования областей развития докембрия на территории России. Тез. докл. Всерос. совещ. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. С. 90.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфилов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. Т. I. 352 с. Т. II. 135 с. Т. III. 131 с.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибилова Е.В. и др.* Рифейские гранитоидные купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 9. С. 1305–1313.
- 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. № 6. С. 3–25.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др.* Pb-Pb геохронология осадочных пород протерозоя // Всероссийская научная конференция: Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. Тектоника, стратиграфия, литология. М.: ООО Связь-принт, 2002. С. 170–171.
- Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б. и др.* Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.
- Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н.* Глинистые отложения Сибирского гипостратотипа рифея и венда: химический состав, Sm-Nd систематика источников и этапы формирования // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 4. С. 33–55.
- Покровский Б.Г., Виноградов В.И.* Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабрского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1250.
- Раабен М.Е.* Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 246 с.
- 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., Забродин В.Е.* Водородная проблема верхнего рифея. М.: Наука, 1972. 217 с.
- Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова и др.* Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
- Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Семихатов М.А.* Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и нижнего кембрия // Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 95–107.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е.* Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 1. Северная Евразия, Китай, 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., Горохов И.М., Кузнецов А.Б. и др.* Изотопный состав Sr в морской воде в начале позднего рифея: известняки лахандинской серии Учуро-Майского региона Сибири // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 2. С. 236–240.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др.* Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др.* Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Гренвилльском и пост-Гренвилльском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.
- Сергеев В.Н.* Окременные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 140 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Унифицированные региональные стратиграфические схемы Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. 145 с.
- Федотова А.А., Хаин Е.В.* Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. 175 с.
- Хаин Е.В., Бибилова Е.В., Дегтярев К.Б. и др.* Палео-Азиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое:

- новые радиометрические данные // Геол. развитие протерозойских перикратонных палеоокеанических структур Северной Евразии. СПб.: Тема, 1999. С. 175–181.
- Хоментовский В.В.* Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 270 с.
- Хоментовский В.В., Постников А.А.* Неопротерозойская история развития Байкало-Вилуйской ветви Палео-Азиатского океана // Геотектоника. 2001. № 3. С. 3–21.
- Юдович Я.Э., Майдаль Т.В., Иванова Т.И.* Геохимия стронция в карбонатных отложениях. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Якшин М.С.* Микрофитолиты // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1985. С. 188–197.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 1. С. 94–98.
- Aberg G., Wickman F.E.* Variation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in water from streams discharging into the Bothnian Bay, Baltic Sea // *Nordic Hydrol.* 1987. V. 18. P. 33–42.
- Andersson J., Söderlund U., Cornell D. et al.* Sveconorwegian (-Grenvillian) deformation, metamorphism and leucosome formation in SW Sweden, SW Baltic Shield: constraints from a Mesoproterozoic granite intrusion // *Precambrian Res.* 1999. V. 98. № 1–2. P. 151–171.
- Asmerom Y., Jacobsen S.B., Knoll A.H. et al.* Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: Implications for crustal evolution // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. № 10. P. 2883–2894.
- Bailey T.R., McArthur J.M., Prince H., Thirlwall M.F.* Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: whole rock analysis // *Chem. Geol.* 2000. V. 167. № 3–4. P. 313–319.
- Banner J.L., Hanson G.N.* Calculation of simultaneous and trace element variations during water-rock interaction with applications of carbonate diagenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. № 11. P. 3123–3137.
- Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J. et al.* Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // *Precambrian Res.* 2001. V. 111. № 1–4. P. 165–202.
- Bertrand-Sarfati J.* Stromatolites columnaries du Precambrian Superior du Sahara Nord-Occidental // *CRNS. Ser. Geologic.* Paris, 1972. № 14. 256 p.
- Blatt H., Middleton G.V., Murray R.C.* Origin of sedimentary rocks. Prentice-Hall, New Jersey, 1980. 782 p.
- Brand U., Veizer J.* Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system – 1. Trace elements // *J. Sediment. Petrol.* 1980. V. 50. № 4. P. 1219–1236.
- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Fuck R.A.* Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano- Pan-African cycle and orogenic collage // *Episodes.* 1999. V. 22. № 3. P. 155–166.
- Bruguier O., Bosch D., Pidgeon R.T. et al.* U-Pb chronology of the Northampton Complex, Western Australia – evidence for Grenvillian sedimentation, metamorphism and deformation and geodynamic implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* Springer-Verlag. 1999. V. 136. № 3. P. 258–272.
- Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A. et al.* Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time // *Geology.* 1982. V. 10. № 10. P. 516–519.
- Butterfield N.J., Knoll A.H., Sweet K.* Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfjellet Formation, Spitsbergen // *Fossils and Strata.* Scandinavian Univ. Press. 1994. № 34. 84 p.
- Carr S.D., Easton R.M., Lamieson R.A., Gulshaw N.G.* Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York // *Can. J. Earth Sci.* 2000. V. 37. № 2–3. P. 193–216.
- Chaudhuri S., Clauer N.* Strontium isotopic compositions and potassium and rubidium contents of formation waters in sedimentary basins: Clues to the origin of the solutes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993. V. 57. № 3. P. 429–437.
- Chilingare G.V., Bissell J., Fairbridge R.W.* Carbonate rocks. I. Origin, occurrence and classification. II. Physical and chemical aspects // *Develop. in Sedimentol.* 1967. V. 28. 396 p., V. 30. 268 p.
- Clauer N.* Rb-Sr and K-Ar dating of Precambrian clays and glauconites // *Precambrian Res.* 1981. V. 15. № 3–4. P. 331–352.
- Colporn M., Logan J.M., Mortensen J.K.* U-Pb zircon age constraint for late Neoproterozoic rifting and initiation of the lower Paleozoic passive margin of western Laurentia // *Can. J. Earth. Sci.* 2002. V. 39. № 2. P. 133–143.
- Cosca M.A., Essene E.J., Kunk M.J., Sutter J.F.* Differential unroofing within the Central Metasedimentary Belt of the Grenville Orogen: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 110. P. 211–225.
- Cosca M.A., Mezger K., Essene E.J.* The Baltica-Laurentia connection: Sveconorwegian (Grenvillian) metamorphism, cooling, and unroofing in the Bamble sector, Norway // *J. Geology.* 1998. V. 106. P. 539–552.
- Dalziel J.W.D.* Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1997. V. 109. № 1. P. 16–42.
- Denison R.E., Koepnick R.B., Burke W.H. et al.* Construction of the Mississippian, Pennsylvanian and Permian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve // *Chem. Geol.* 1994. V. 112. № 1–2. P. 145–167.
- DePaolo D.J., Ingram B.L.* High-resolution stratigraphy with strontium isotopes // *Science.* 1985. V. 227. № 4689. P. 938–941.
- Derry L.A., Keto L.S., Jacobsen S.B. et al.* Sr isotopic variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. № 9. P. 2331–2339.
- Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B.* Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1992. V. 56. № 3. P. 1317–1329.
- Dickin A.P.* Crustal formation in the Grenville Province: Nd-isotope evidence // *Can. J. Earth Sci.* 2000. V. 37. № 2–3. P. 165–181.
- Diener A., Ebner S., Veizer J., Buhl D.* Strontium isotope stratigraphy of the Middle Devonian: Brachiopods and conodonts // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. № 4. P. 639–652.
- Ebner S., Shields G.A., Veizer J. et al.* High resolution strontium isotope stratigraphy across the Cambrian-Ordovician

- transition // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2001. V. 65. № 14. P. 2273–2292.
- Fairchild I.J., Spiro B.* Petrological and isotopic implications of the contrasting Late Precambrian carbonates, NE Spitsbergen // *Sedimentology*. 1987. V. 34. № 10. P. 973–989.
- Fairchild I.J., Hambrey M.J.* Vendian evolution of East Greenland and NE Svalbard // *Precambrian Res.* 1995. V. 73. № 2. P. 217–233.
- Fairchild I.J., Marshall J.D., Bertrand-Sarfati J.* Stratigraphic shifts in carbon isotopes from Proterozoic stromatolitic carbonates (Mauritania): Influence of primary mineralogy and diagenesis // *Amer. J. Sci.* 1990. V. 290-A. P. 46–79.
- Faure G.* Principles of Isotope Geology. 2nd ed. New York: Wiley et Sons, 1986. 589 p.
- Faure G., Hurley P.M., Powell J.K.* The isotopic composition of strontium in surface water from the north Atlantic Ocean // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1965. V. 29. № 4. P. 209–220.
- Geraldes M.C., Van Schmus N.R., Teixeira W.* Three parallel crustal accretionary arcs (1.79–1.49 Ga) in the SW Amazon Craton, State of Mato Grosso, Brazil // 31th Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, Aug. 6–17, 2000: Congr. Program Rio de Janeiro, 2000.
- Godderis Y., Francois L.M.* The Cenozoic evolution of the strontium and carbon cycles: Relative importance of continental erosion and mantle exchanges // *Chem. Geol.* 1995. V. 126. P. 169–190.
- Goldberg E.D.* The oceans as a chemical system // *The Sea / Ed. Hill M.N.* 1963. V. 2. P. 3–25.
- Gorokhov I.M., Clauer N., Turchenko T.L. et al.* Rb-Sr systematics of Vendian-Cambrian claystones from the East European Platform: Implications for a multi-stage illite evolution // *Chem. Geol.* 1994. V. 112. № 1–2. P. 71–89.
- Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L. et al.* Two illite generations in an Upper Riphean shale: the Rb-Sr isotopic evidence // EUG 8, Strasbourg, France, 9–13 April 1995. Terra Abstracts. Abstracts supplement № 1 to Terra Nova. 1995. V. 7. P. 330–331.
- Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Melnikov N.N.* Improved reference curve of Late Proterozoic seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ // *Proceed. of the 4th Internat. Symposium on the Geochemistry of the Earth's Surface*, Ilkley, Yorkshire, England, 22–28 July 1996. Theme 5. Land – Atmosphere – Hydrosphere Interactions. Leeds. 1996. P. 714–717.
- Gorokhov I.M., Siedlecka A., Roberts D. et al.* Rb-Sr dating of diagenetic illite in Neoproterozoic shales, Varanger Peninsula, North Norway // *Geol. Mag.* 2001. V. 138. № 5. P. 541–562.
- Guo Z., Zhang Z., Jia C., Wei G.* Tectonics of Precambrian basement of Tarim craton // *Sci. in China. (Ser. D.)*. 2001. V. 44. № 3. P. 229–236.
- Harland W.B.* The geology of Svalbard. Geol. Soc. of London. Mem. 17. 1997. 520 p.
- Heaman L.M., Le Cheminant A.N., Rainbird R.H.* A U-Pb baddeleyite study of Franklin igneous event // *Geol. Assoc. Canada. Progr. and Abstr.* 1990. V. 15. P. A55.
- Hill A.C., Walter M.R.* Mid-Neoproterozoic (850–750 Ma) isotope stratigraphy of Australia and global correlation // *Precambrian Res.* 2000. V. 100. № 1. P. 181–211.
- Hodell D.A., Mueller P.A., McKenzie J.A., Mead G.A.* Strontium isotope stratigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1989. V. 92. № 2. P. 165–178.
- Hodell D.A., Mead G.A., Mueller P.A.* Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present): Implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans // *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Section)*. 1990. V. 80. № 4. P. 291–307.
- Hoffman P.F.* Did the breakout of Laurentia turn Gondwana inside out? // *Science*. 1991. V. 252. P. 1409–1412.
- Hoffman P.F., Hawkins D.P., Isachsen C.E., Bowring S.A.* Precise U-Pb zircon ages for early Damarian magmatism in the Summans Mountains and Welwitschia inlier, northern Damara belt, Namibia // *Geol. Surv. Namibia Communications*. 1996. V. 11. P. 47–52.
- Jacobsen S.B., Kaufman A.J.* The Sr, C and O isotope evolution of Neoproterozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. № 1. P. 37–57.
- Kah L.C., Sherman A.B., Narbonne G.M. et al.* $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations // *Can. J. Earth Sci.* 1999. V. 36. № 3. P. 313–332.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H.* The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1993. V. 120. № 3. P. 409–430.
- Kaufman A.J., Knoll A.H.* Neoproterozoic variations in the carbon isotopic composition of seawater: Stratigraphic and geochemical implications // *Precambrian Res.* 1995. V. 73. № 1–4. P. 27–49.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Narbonne G.M.* Isotopes, ice age, and terminal Proterozoic Earth history // *Nation. Acad. Sci., Proceedings*. 1997. V. 94. P. 6600–6605.
- Karlstrom K.E., Bowring S.A., Behler C.M. et al.* Chuar Group of the Grand Canyon: Record of breakup of Rodinia, associated changes in the global carbon cycle and ecosystem expansion by 740 Ma // *Geology*. 2000. V. 28. № 7. P. 619–622.
- Ketchum J.W.F., Davidson A.* Crustal architecture and tectonic assembly of the Central Gneiss Belt, southwestern Grenville Province, Canada: a new interpretation // *Can. J. Earth Sci.* 2000. V. 37. № 2–3. P. 217–234.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A. et al.* The most ancient ophiolite of the central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Letters*. 2002. V. 199. № 3. P. 311–325.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B. et al.* The Paleo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Paleozoic: New geochronological data and paleotectonic reconstructions // *Precambrian Res.* 2003. V. 122. № 4. P. 329–358.
- Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V. et al.* Circum-Siberian Neoproterozoic ophiolite belt // *Ofioliti*. 1997. V. 22. № 2. P. 195–200.
- Kharaka Y.K., Thordesen J.J.* Stable isotope geochemistry and origin of waters in sedimentary basins // *Isotopic Signatures and Sedimentary Records. Lecture Notes in Earth Sci.* 1992. V. 43. P. 411–466.
- Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A. et al.* Sedimentary evolution of the Riphean-Vendian basin of southeastern Siberia // *Precambrian Res.* 2001. V. 111. № 1–4. P. 129–163.

- Knoll A.H.* Learning to tell Neoproterozoic time // *Precambrian Res.* 2000. V. 100. № 1–3. P. 3–20.
- Knoll A.H., Walter M.R.* Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history // *Nature.* 1992. V. 356. P. 673–678.
- Knoll A.H., Semikhatov M.A.* The genesis and time-distribution of two distinctive Proterozoic stromatolite microstructures // *Palaios.* 1998. V. 13. № 4. P. 408–422.
- Knoll A.H., Hayes J. M., Kaufman A.J. et al.* Secular variation in carbon isotopic ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland // *Nature.* 1986. V. 321. P. 832–839.
- Koepnick R.B., Burke W.H., Denison R.E. et al.* Construction of the seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous: Supporting data // *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sec.)*. 1985. V. 58. № 1–2. P. 55–81.
- Korte C., Kozur H.W., Bruckschen P., Veizer J.* Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2003. V. 67. № 1. P. 47–62.
- Kretz R. A.* Model for the distribution of trace elements between calcite and dolomite // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. V. 46. № 10. P. 1979–1981.
- Kupec J.A., Land L.S.* Late-stage dolomitization of the Lower Ordovician Elenburger Group, west Texas // *J. Sediment. Petrol.* 1991. V. 64. № 4. P. 551–574.
- Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z.* Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva – Mongolia massif (Siberia): island arc – continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 109–126.
- Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Melezhik V.A. et al.* Evolution of the Palaeoproterozoic Tulomozero palaeobasin, south-eastern Karelia, Russia: chemical and isotopic evidence // *EUG-10, Strasbourg, France. J. Conf. Abs.* 1999. V. 4. № 1. P. 810.
- Land L.S.* The dolomite problem: Stable and radiogenic isotope clues // *Isotopic Signatures and Sedimentary Records. Lecture Notes in Earth Sci.* 1992. V. 43. P. 49–68.
- Li X.H., McCulloch M.T.* Secular variation in the Nd isotopic composition of Neoproterozoic sediments from the southern margin of the Yangtze Block: evidence for a Proterozoic continental collision in southeast China // *Precambrian Res.* 1996. V. 76. № 1–2. P. 67–76.
- Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J.* The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1999. V. 173. № 2. P. 171–181.
- Li Z.X., Zhang L., Powell C. McA.* Position of the East Asian cratons in the Neoproterozoic supercontinent Rodinia // *Austral. J. Earth Sci.* 1996. V. 43. № 6. P. 593–604.
- Loizenbauer J., Wellbrecher S., Fritz H. et al.* Structural geology, single zircon ages and fluid inclusion studies on the Meatiq metamorphic core complex: implications for Neoproterozoic tectonics of the Eastern Desert of Egypt // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 357–383.
- Maliva R.G., Knoll A.H., Siever R.* Secular change in chert distribution: a reflection of evolving biological participation in the silica cycle // *Palaios.* 1989. V. 4. № 5. P. 519–532.
- Martignole J., Calvert A.J., Friedman R., Reynolds P.* Crustal evolution along a seismic section across the Grenville Province (western Quebec) // *Can. J. Earth Sci.* 2000. V. 37. № 2–3. P. 291–306.
- McArthur J. M.* Recent trends in strontium isotope stratigraphy // *Terra Nova.* 1994. V. 6. № 4. P. 331–358.
- McArthur J.M., Howarth R.J., Baily T.R.* Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3. Best fit to the marine Sr-isotope curve from 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // *J. Geol.* 2001. V. 109. P. 155–170.
- McLelland J., Daly J.S., McLelland J.M.* The Grenville orogenic cycle (ca. 1350–1000 Ma): an Adirondack perspective // *Tectonophysics.* 1996. V. 265. P. 1–28.
- Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E.* Chemostratigraphy of the Neoproterozoic carbonates: Implications for 'blind experiments' // *Terra Nova.* 2001. V. 13. № 1. P. 1–11.
- Mirola M.D., Veizer J.* Geochemistry of Precambrian carbonates: VI. Aphebian Alabon Formations, Quebec, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. № 7. P. 1735–1745.
- Montanez I.P., Read J.F.* Eustatic control on early dolomitization of cyclic peritidal carbonates: evidence from Early Ordovician Upper Knox Group, Appalachians // *Amer. Bull. Geol. Soc.* 1992a. V. 104. P. 872–886.
- Montanez I.P., Read J.F.* Fluid-rock interaction history during stabilization of early dolomites, Upper Knox Group (Lower Ordovician), U.S. Appalachians // *J. Sediment. Petrol.* 1992b. V. 62. № 5. P. 753–778.
- Palmer M.R., Edmond J.M.* The strontium isotope budget of the modern ocean // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1989. V. 92. № 1. P. 11–26.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinheiro C.P.* The Aracuaí – West-Congo orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 307–323.
- Peterman Z.L., Hedge C.E., Tourtelot H.A.* Isotopic composition of strontium in seawater throughout Phanerozoic time // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1970. V. 34. № 1. P. 105–120.
- Pingitore N.E.* The behaviour of the Zn^{2+} and Mn^{2+} during carbonate diagenesis: Theory and applications // *J. Sediment. Petrol.* 1978. V. 48. № 3. P. 799–814.
- Porter S.M., Knoll A.H.* Testate amoebae in the Neoproterozoic Era: evidence from vase-shaped microfossils in the Chuar Group, Grand Canyon // *Paleobiology.* 2000. V. 26. № 3. P. 360–385.
- Powell C.McA., Li Z.X., McElhinny M.W. et al.* Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and Cambrian formation of Gondwana // *Geology.* 1993. V. 21. № 10. P. 889–982.
- Prave A.R.* Two diamictites, two cap carbonates, two $\delta^{13}\text{C}$ excursions, two rifts: The Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, California // *Geology.* 1999. V. 27. № 4. P. 339–342.
- Rainbird R.H., Jefferson C.W., Hildebrand R.S., Worth J.K.* The Shaler Supergroup and revision of Neoproterozoic stratigraphy in Amundsen Bass, Northwest Territories // *Geol. Surv. Canada. Current. Res.* 1994. Paper 1994. P. 61–70.
- Reischmann T.* Ophiolites and island arcs in the Late Proterozoic Nubian shield // *Ophioliti.* 2000. V. 25. № 1. P. 1–13.
- Restrepo-Pace P.A., Ruiz J., Gehrels G., Cosca M.* Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the

- Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1997. V. 150. № 3–4. P. 427–441.
- Richter F.M., Rowley D.B., De Paolo D.J.* Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1992. V. 109. № 1–2. P. 11–23.
- Ricketts B.D.* The evolution of a Middle Precambrian dolostone sequence – a spectrum of dolomitization regimes // *J. Sediment. Petrol.* 1983. V. 53. № 2. P. 565–586.
- Rivers T.* Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications // *Precambrian Res.* 1997. V. 86. № 3–4. P. 117–154.
- Rivers T., Corrigan D.* Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications // *Can. J. Earth Sci.* 2000. V. 37. № 2–3. P. 359–383.
- Ross G.M., Bloch J.D., Krouse H.R.* Neoproterozoic strata of the Southern Canadian Cordillera and the isotopic evolution of seawater sulfate // *Precambrian Res.* 1995. V. 73. № 1. P. 71–99.
- Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B. et al.* Age of Paleozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of a Precambrian microcontinent // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. P. 143–164.
- Savin S.M., Epstein S.* The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ocean sediments and shales // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1970. V. 34. № 1. P. 43–63.
- Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V.* The Neoproterozoic Eganape ophiolite, Polar Urals, Russia: an extension of Cadomian arc // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 255–275.
- Sklyarov E.V., Gladkotchoub D.P., Donskaya T.K. et al.* Assembly and break up of Rodinia supercontinent: Evidence from South Siberia. Irkutsk: Inst. Earth's crust. 2001. 201 p.
- Strieder A.J., de Freitas Saita M.T.* Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil // *Geodynamics*. 1999. V. 28. P. 267–289.
- Stueber A.M., Walter L.M., Huston T.J., Pushkar P.* Formation waters from Mississippian-Pensylvanian reservoirs, Illinois basin, U.S.A.: Chemical and isotopic constraints on evolution and migration // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57. № 4. P. 763–784.
- Svenningsen O.M.* Onset of seafloor spreading in the Iapetus Ocean at 608 Ma: precise age of the Sorek dyke swarm, Northern Swedish Caledonias // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 241–254.
- Tack L., Wingate M.T.D., Liegeois J.P. et al.* Early Neoproterozoic magmatism (1000–900 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of Congo Craton // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 277–306.
- Torsvik T.H., Ashwal L.D., Tucker R.D., Eidle E.A.* Neoproterozoic geochronology and paleogeography of the Seychelles microcontinent: the India link // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 47–59.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G. et al.* Continental breakup and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic – A tale of Baltica and Laurentia // *Earth Sci. Rev.* 1996. V. 40. № 2. P. 229–258.
- Tremba E.L., Faure G., Katiskatos G.C., Sumerson C.H.* Strontium-isotopic composition in the Thetys Sea, Euboea, Greece // *Chem. Geol.* 1975. V. 16. № 2. P. 109–120.
- Vahrenkamp V.C., Swart P.K.* New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites // *Geology*. 1990. V. 18. № 5. P. 387–391.
- Van Schmus W.R.* Mesoproterozoic orogenesis in the U.S.A. // 31th Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, Aug., 6–17, 2000: Congr. Program. Rio de Janeiro. 2000. P. 574–578.
- Veizer J., Compston W.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during the Phanerozoic // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1974. V. 38. № 9. P. 1461–1484.
- Veizer J., Compston W.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1976. V. 40. № 8. P. 905–914.
- Veizer J., Compston W., Clauer N., Schidlowski M.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic carbonates: evidence for a “mantle” event at 900 Ma ago // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1983. V. 47. № 2. P. 295–302.
- Veizer J., Ala D., Azmy K. et al.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ evolution of Phanerozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. № 1. P. 59–88.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E.* Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 127–141.
- 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. № 1. P. 371–433.
- Wareham C.D., Pankhurst R.J., Tomas R.J. et al.* Pb, Nd and Sr isotope mapping of Grenville-age crustal provinces in Rodinia // *J. Geol.* 1998. V. 106. № 6. P. 647–659.
- Weil A.B., Van der Voo R., MacNicael C., Meert J.G.* The Proterozoic supercontinent Rodinia: palomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1998. V. 154. № 1. P. 13–24.
- Wingate M.T.D., Campbell I.H., Compston W., Gibson G.M.* Ion microprobe U-Pb ages for Neoproterozoic basaltic magmatism in south-central Australia and implications for breakup of Rodinia // *Precambrian Res.* 1998. V. 87. № 1. P. 137–162.
- Zhao J.X., McCulloch M.T., Korsch R.J.* Characterisation of a plume-related 800 Ma magmatic event and its implications for basin formation in central-southern Australia // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1994. V. 121. P. 349–367.

Рецензент Б.С. Соколов

УДК 563.12:551.762(560)

ПЛАНКТОННЫЕ И БЕНТОСНЫЕ КОСМОПОЛИТНЫЕ СООБЩЕСТВА ФОРАМИНИФЕР ЮРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ТУРЦИИ

© 2003 г. К. И. Кузнецова*, Н. Ю. Брагин*, А. И. Вознесенский*, У. К. Текин**

* Геологический институт РАН, Москва

** Университет Хаджеттепе, Анкара, Турция

Поступила в редакцию 16.10.2002 г., получена после доработки 19.12.2002 г.

Изучены и описаны разрезы юрских отложений Центральной Турции (район Анкары). В них впервые встречены и исследованы богатые по систематическому составу комплексы фораминифер, в которых наряду с бентосными формами впервые обнаружены и планктонные фораминиферы, представленные 10 родовыми таксонами и разнообразными морфотипами. Юрские отложения в изученном стратиграфическом интервале от синемюр-плинсбах до оксфорда включительно сложены преимущественно терригенными и карбонатными породами. Разрез трансгрессивного типа имеет в основании конгломераты и песчаники прибрежного генезиса (нижняя юра), сменяющиеся выше относительно глубоководными аргиллитами и туффитами (средняя юра) и завершающиеся гемипелагическими и пелагическими радиоляриевыми кремнями и микритовыми известняками (верхняя юра – валанжин). По всему разрезу встречаются многочисленные остатки аммоноидей. Все сообщества фораминифер имеют одну общую ярко выраженную особенность: они состоят исключительно из широко распространенных и космополитных форм и не включают ни одного таксона-эндемика, характерного для тетических карбонатных платформ. Космополитный состав бентосных сообществ фораминифер представляет исключительный интерес для межрегиональной корреляции юрских отложений, а присутствие впервые обнаруженных в ранней юре планктонных фораминифер, разнообразных по систематическому составу и морфологическим особенностям, существенно изменяет наши представления о времени возникновения и эволюции этой важнейшей группы ископаемых организмов.

Ключевые слова. Юра, Турция, стратиграфия, фораминиферы, планктон, бентос, космополиты, эндемики, корреляция.

ВВЕДЕНИЕ

В Восточном Средиземноморье юрские отложения не относятся к числу широко распространенных. Небольшие по площади мозаичные поля их естественных выходов спорадически встречаются в пределах северо-восточного Египта, Синайского полуострова, Израиля, Иордании, западной Сирии, центральной и западной Турции, Кувейта, Ирана и Ирака (Kuznetsova et al., 1996; Kuznetsova, 2000). Большинство разрезов представлены карбонатными и терригенными толщами, реже встречаются кремнистые и кремнисто-карбонатные отложения.

Юрско-нижнемеловые осадочные отложения района г. Анкара несогласно перекрывают регионально метаморфизованную серию, обычно называемую комплексом Каракая (Kocyigit, 1992). Юрские отложения представлены неметаморфизованной трансгрессивной последовательностью, начинающейся с базальных конгломератов, постепенно переходящих в песчаники и алевролиты с прослоями известняков, и венчающейся радиоляриевыми кремнями и пелагическими известняками. Данные отложения выделялись в составе следующих региональных стратиграфических подразделений: формации Лалелик (Batman et al., 1978), формаций Хасанолан и Акбайир (Akyurek et al., 1984), группы Анкара (Kocyigit, 1987). Естественные обнажения юры известны к северу и северо-востоку от г. Анкары (районы Балум и Кёсрелик), а также в южной части самого города Анкара (Аладжаатлы, Бейтепе) (рис. 1).

Стратиграфия рассматриваемых отложений основана преимущественно на данных по аммоноидеям, которые являются обычными, а иногда весьма обильными фоссилиями в прослоях известняков, традиционно интерпретируемых как фашия “аммонитико rosso”. Верхняя юра охарактеризована радиоляриями, которые были недавно изучены (Брагин, Текин, 1999). Комплексы радиолярий района г. Анкара хорошо сопоставляются с одновозрастными зональными ассоциациями Западного Средиземноморья (Baumgartner et al., 1995), обеспечивая, таким образом, детальное расчленение верхней юры.

В ходе исследований верхнеюрских радиолярий из района Аладжаатлы (Брагин, Текин, 1999) были обнаружены и изучены богатые ассоциации фораминифер оксфорда (Кузнецова, Брагин, 1999). В составе этих комплексов, наряду с характерными бентосными формами, присутствует зональный планктонный вид *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis). Это позволило использовать данные по фораминиферам при выявлении оксфордских отложений и их последующем расчленении на подъярусы и фораминиферовые зоны. Особенностью

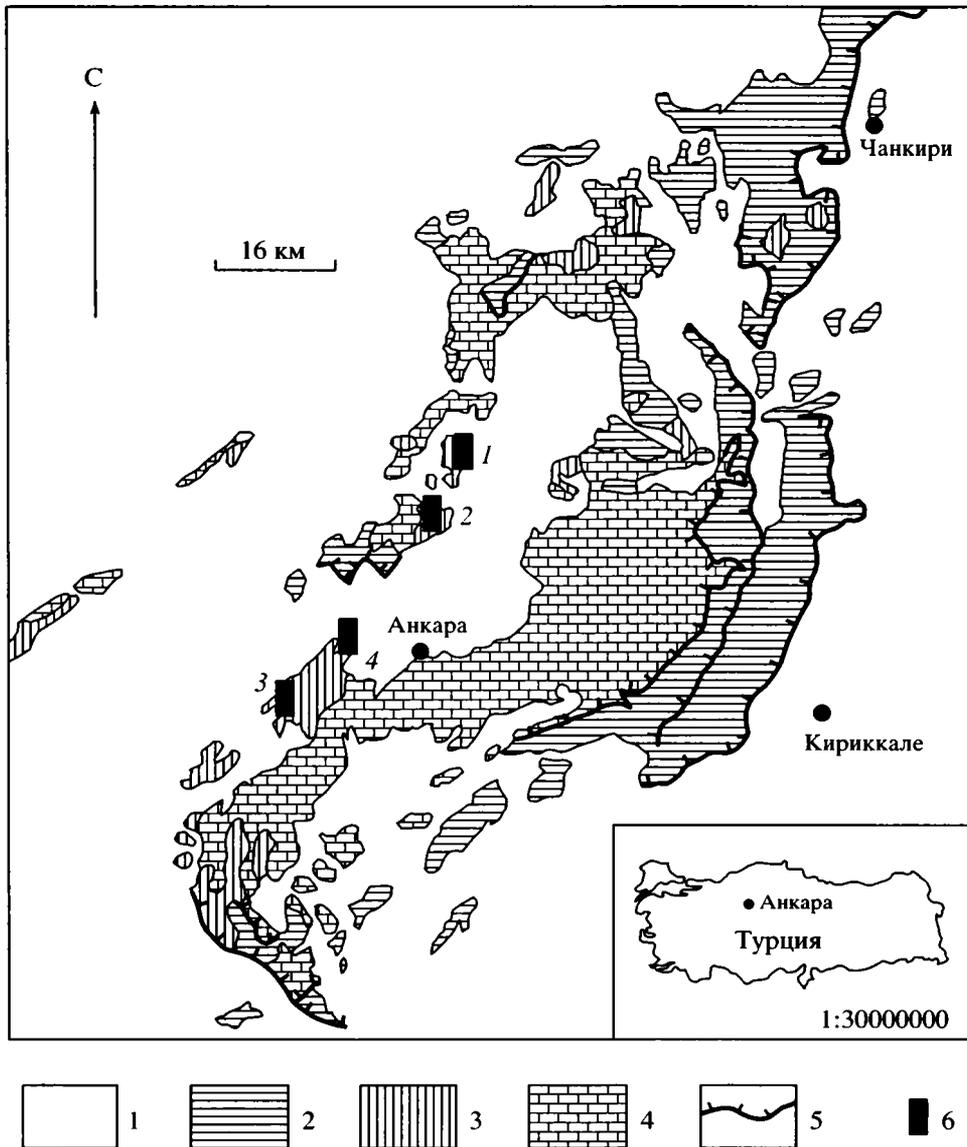


Рис. 1. Схема геологического строения района г. Анкара и положение изученных разрезов. 1 – верхнекампанские и более молодые отложения; 2 – верхнемеловой офиолитовый меланж; 3 – юрские и нижнемеловые отложения; 4 – комплекс Каракая (карбон – триас); 5 – надвиги; 6 – разрезы: 1 – Кёсрелик Кизиги; 2 – Кёсрелик; 3 – Аладжаатлы; 4 – Тахар Тепе.

изученных фораминиферных комплексов является их таксономический состав, представленный космополитными таксонами при полном отсутствии тетических эндемиков. Высокий уровень адаптации и короткое время существования таксонов-космополитов позволяет считать эти группы фораминифер перспективными для весьма широких, даже субглобальных, корреляций юрских морских отложений (Кузнецова, Брагин, 1999).

Как показали дальнейшие исследования (Kuznetsova et al., 2002), фораминиферы постоянно встречаются, а иногда весьма многочисленны в известняковых прослоях ниже- и среднеюрской частей изученной последовательности района

Анкары, а также других областей Турции. Безусловно, необходимо их детальное изучение и применение в региональной стратиграфии юры Турции. Поэтому задача данной работы состоит в том, чтобы представить полученные материалы по составу и распространению фораминифер в юрских отложениях района Анкары, а также выяснить значение этих данных для региональной стратиграфии и фациального анализа.

СТРАТИГРАФИЯ И СЕДИМЕНТОЛОГИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА г. АНКАРА

Юрские фораминиферы были изучены из четырех разрезов района Анкары: Кёсрелик Кизиги

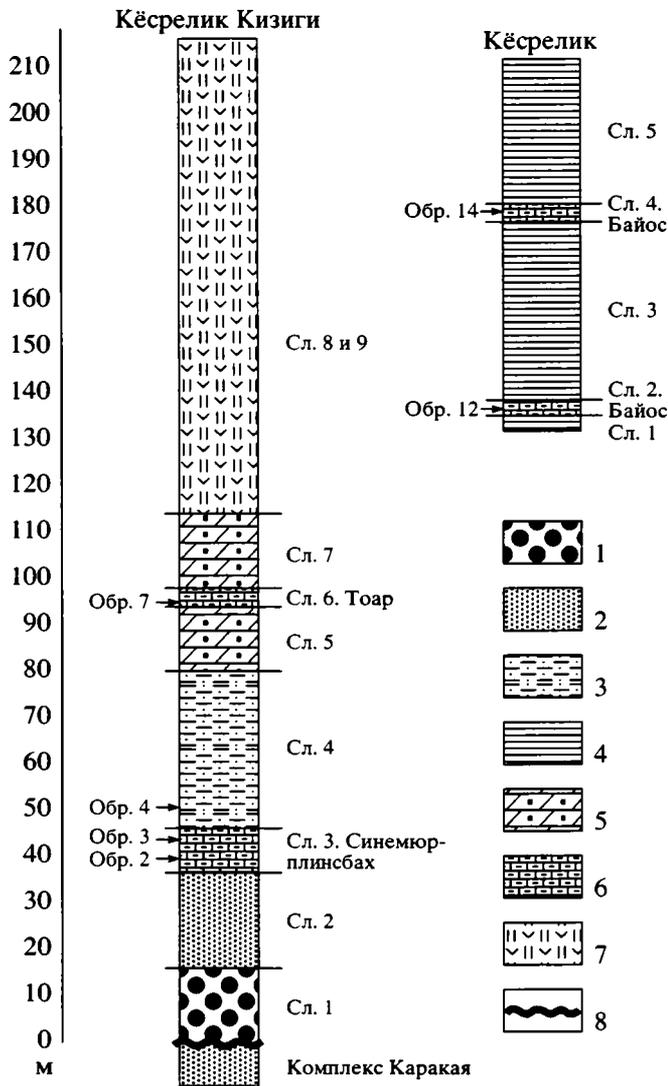


Рис. 2. Разрезы нижней и средней юры района Анкары.

Номера слоев и их возраст по фораминиферам показаны справа от стратиграфических колонок соответственно описанию в тексте; положение образцов с фораминиферами – слева от стратиграфических колонок.

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – песчаные мергели; 6 – комковатые известняки “аммонитико rosso”; 7 – туфоаргиллиты; 8 – несогласие.

(Kosrelik Kizigi), Kёсрелик (Kosrelik), Аладжаатлы (Alacaatli) и Тахар Тепе (Tahar Tepe) (рис. 2, 3). Разрезы были описаны и опробованы Н.Ю. Брагиным осенью 2000 г. в ходе геологической экскурсии, организованной проф. Ф. Алкая и У.К. Текином. Ниже приводится детальное литологическое описание разрезов с указанием стратиграфического положения образцов с фораминиферами. Датировка исследованных отложений дана согласно определениям аммоноидей (проф. Ф. Алкая, устное сообщение). Последовательность ниже- и среднеюрских отложений, наблюдающаяся северо-северо-восточнее Анкары, около г. Балум, насчитывает около 300 м

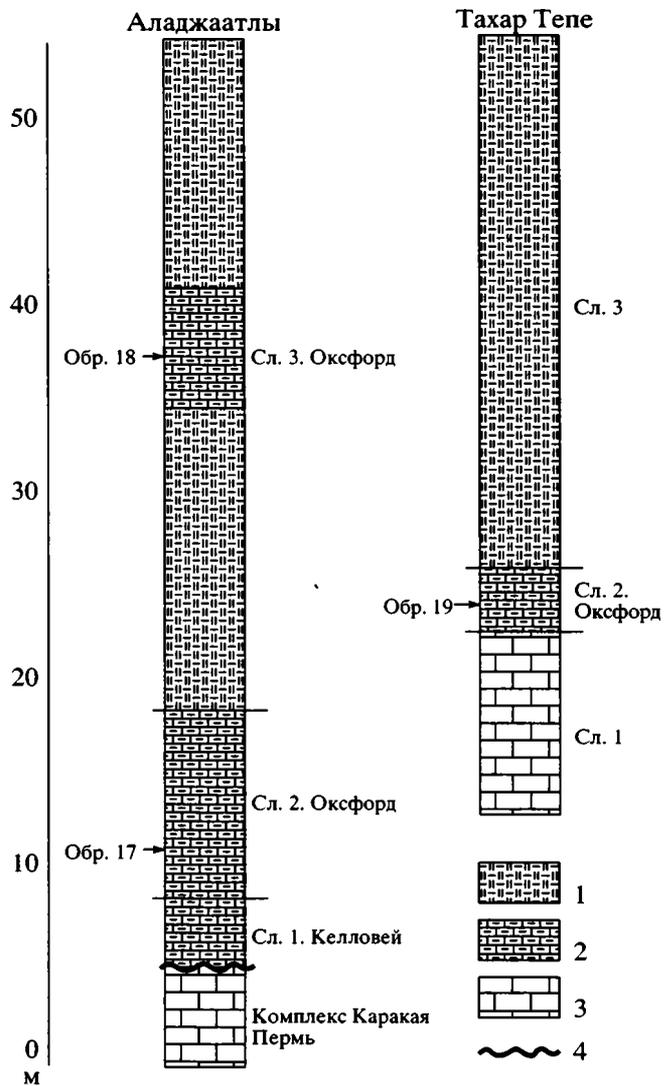


Рис. 3. Разрезы верхнеюрских отложений района Анкары.

Номера слоев и их возраст по фораминиферам показаны справа от стратиграфических колонок соответственно описанию в тексте; положение образцов с фораминиферами – слева от стратиграфических колонок.

1 – известковистые кремни; 2 – комковатые известняки “аммонитико rosso”; 3 – массивные и слоистые известняки; 4 – несогласие.

мощности и может быть обобщенно расчленена на три части: 1 – нижняя, обломочно-карбонатная (110 м), 2 – средняя, обломочно-пирокластическая (100 м), 3 – верхняя, обломочно-карбонатная (70–80 м).

Наиболее древние, нижнеюрские, слои были изучены около села Kёсрелик Кизиги. Ниже приводится описание разреза (снизу вверх) (рис. 2):

1. Желтовато-серые и коричневатые полимиктовые конгломераты с хорошо окатанной галькой (2–5 см) гранитов, кварцитов, жильного кварца, метаморфизованных известняков, кремней и сланцев. Нижний контакт не обнажен. Видимая мощность 15 м.

2. Желтовато-серые средне- и мелкозернистые, кварцево-полевошпатовые, слабо карбонатные, массивные, иногда неясноплитчатые песчаники. Обломочный материал хорошо или умеренно сортированный, представленный неокатанными или слабо окатанными зернами кварца (до 50% общего объема породы), полевых шпатов (до 25%), обломками пород, преимущественно кварцитов и метаморфических сланцев (15%) и относительно редкими листочками слюд. Цемент глинисто-карбонатный. Эта часть разреза сформировалась в ходе эрозии гранито-метаморфического комплекса и отлагалась в мелководных, прибрежно-морских условиях при сильном воздействии прибойных волн. Мощность 20 м.

3. Переслаивание красных комковатых песчаных известняков, зеленовато-серых плитчатых известняков, а также красных и серых мергелей. Красные комковатые известняки содержат обломочный материал (5–25%), представленный зернами кварца алеврито-песчаной размерности (0.07–0.35 мм). Обильный органогенный детрит (10–30%) состоит из фрагментов фораминифер, двустворчатых моллюсков, иглокожих, водорослей. Оолиты и их фрагменты редки. Плоские обломки раковин ориентированы по плоскостям напластования. Количество обломочного материала уменьшается вверх по разрезу. Данные известняки могут быть отнесены к разряду песчаных, глинистых, биокластических вакстоунов и пакстоунов, отлагавшихся в относительно спокойных условиях умеренно глубокого шельфа, вблизи предела воздействия штормовых и приливных волн. Образцы 2 и 3 (синемюр – плинсбах). В нижней части слоя ранее были обнаружены аммоноидеи синемюра: *Asteroceras acceleratum* Hyatt, *A. blakei* (Spath), *Gleviceras cf. subquibalianum* (Pia), *G. victoris* (Dumortier), *Epideroceras* (*Coeloderoceras*) *roberti* (Hauer), *Paltehioceras elicatum* Buckman и др. (Bremer, 1965; Alkaya, 1998), в верхней части – аммоноидеи переходных слоев от синемюра к плинсбаху и нижнего плинсбаха: *Phylloceras frondosum* (Reynes), *P. hebertinum* (Reynes), *Calliphylloceras cf. bicolorae* (Meneghini), *Epideroceras* (*Coeloderoceras*) *praecursor* (G. Geyer), *Radstokiceras buvigneri* (D'Orbigny), *R. complanatum* (Simpson), *Epideroceras* (*Coeloderoceras*) *ponticum* (Pia), *Phricodoceras taylori* (Sowerby), *Uptonia jamesoni* (Sowerby) и др. (Bremer, 1965; Alkaya, 1998). Мощность 10 м.

4. Зеленовато-серые и серые туффитовые алевритистые аргиллиты с прослоями крупнозернистых полимиктовых песчаников. Обломочный материал в аргиллитах представлен зернами кварца, плагиоклазов и мелкими обломками вулканических пород. Песчаники сложены в различной степени окатанными, несортированными зернами кварца, кварцитов, глинистых известняков и аргиллитов. Реже встречаются обломки метаморфических сланцев, кислых вулкаников и детрит иглокожих. Обломки пород слегка выветрены и карбонатизированы. Эта пачка отличается от нижележащих слоев присутствием среди обломочного материала кислых вулкаников и осадочных пород. Формирование этого песчано-аргиллитового переслаивания, вероятно, протекало у подножия пологого склона или на бровке шельфа под воздействием относительно сильных нисходящих течений. Мощность 35 м.

5. Зеленовато-серые плитчатые мергели и глинистые известняки с прослоями желтовато-серых мелкозернистых песчаников. Известняки состоят из спарита и обломочной примеси (до 15%), представленной зернами (0.1–0.2 мм) кварца, кислых вулкаников и глауконита, листочками слюд и редкими кристаллами неизменной ро-

вой обманки. Органогенный детрит (до 10%) представлен тонкими раковинами двустворчатых моллюсков, фораминиферами и фрагментами иглокожих. Обломочные зерна и фаунистические остатки ориентированы по плоскости напластования. Эти отложения могут быть отнесены к песчаным глинистым вакстоунам. Мощность 15 м.

6. Розовые и красные комковатые и плитчатые песчаные известняки, состоящие из микритового матрикса с зернами (до 10%) кварца и измененного глауконита. Содержание биокластов варьирует от 10 до 50%. Они представлены целыми раковинами фораминифер и их фрагментами, а также обломками тонких раковин двустворчатых моллюсков, брахиопод, спикул губок, иглокожих и, возможно, кораллов. Наблюдаются ходы илоедов, замещенные кальцитом. Эти породы могут быть определены как вакстоуны, отлагавшиеся в мелководных условиях на некотором удалении от склона или на бровке склона. В данном слое наблюдается заметное поступление пеплового материала. Образец 7 (тоар). На этом уровне встречаются многочисленные аммоноидеи, по предварительным данным – верхов верхнего домера – нижнего тоара (Alkaya, 1998). Мощность 2 м.

7. Красные и розовые плитчатые песчаные мергели, во многом сходные по условиям формирования с нижележащими породами. Мощность 20 м.

8. Зеленые плитчатые кремнистые туффитовые алевролиты. Мощность 3 м.

9. Желтовато-серые и темно-серые плитчатые кремнистые карбонатизированные туффитовые алевролиты и аргиллиты. Тонкозернистый обломочный материал представлен зернами полевых шпатов (преимущественно плагиоклазов), кварца и обломками вулкаников (не более 5%). В неизмененных разностях пород наблюдаются многочисленные витрокласты, однако обычно породы подвержены сильному иллит-хлоритовому замещению. В некоторых аргиллитах часто встречаются кремнистые или карбонатные сферулы (кальцисферулы или радиолярии). Эта часть разреза представлена переслаиванием вулканомиктовых и туффитовых алевролитов и аргиллитов, отлагавшихся вдали от побережья в относительно мелководном бассейне с вулканической активностью. Мощность более 100 м.

Разрез средней юры был изучен и опробован в районе села Кёсрелик. Ниже дается его описание (снизу вверх) (рис. 2):

1. Серые, зеленовато-серые и коричневатые-серые тонкоосистые карбонатизированные аргиллиты с тонкими прослоями крупнозернистых песчаников и органогенно-обломочных известняков. Песчаники сложены слабо- и среднеокатанными несортированными обломками кварцитов, слюдисто-кварцевых сланцев, гнейсов, глинистых песчаников, аргиллитов, водорослевых и оолитовых известняков, андезитов-базальтовых вулкаников и фрагментами иглокожих. Мощность 5 м.

2. Красные плитчатые органогенно-обломочные известняки, содержащие неокатанные обломки иглокожих, покрытые водорослевыми корками, раковины разнообразных фораминифер, фрагменты раковин двустворчатых моллюсков, брахиопод, аммоноидей и отдельных аптихов. Образец 12 (байос). Мощность 2 м.

3. Зеленовато-серые аргиллиты с крупными сидеритовыми конкрециями. Мощность 40 м.

4. Красные глинистые микритовые известняки и мергели с остатками фораминифер, радиолярий и

планктонных (?) криноидей. Образец 14 (байос). В слоях 2 и 4 этого разреза встречен комплекс аммоноидей байоса: *Eumedtoceras amplexens* Buckman, *E. amalth-eiforme* (Vacek), *Fontannesia cf. whitehousei* Arkell, *Sonninia crassispinata* Buckman (Alkaya, 1998). Мощность 3 м.

5. Коричневато-, зеленовато- и желтовато-серые аргиллиты с многочисленными мелкими сидеритовыми конкрециями. В аргиллитах встречаются витрокласты. Видимая мощность 30 м.

Среднеюрские отложения формировались в глубоководных условиях вдали от побережья, вероятно, вблизи склона. Крупнозернистые песчаники и флаутстоуны нижней части разреза имеют, возможно, турбидитовое происхождение. В целом, нижне-среднеюрская седиментация развивалась трансгрессивно, от очень мелководных, прибрежных обстановок (нижний лейас) до относительно глубоководных условий (средняя юра). Прослой крупнозернистых осадков среди аргиллитов могут быть связаны с присутствием относительно крутых обрывов и террас на склоне. Полигенный обломочный и органогенно-обломочный материал транспортировался из мелководной области нисходящими турбидитовыми потоками. В ранней юре доминировало поступление материала эродированных гранитов и метаморфитов. В средней юре этот материал постепенно замещался вулканокластическим; осадконакопление происходило вблизи района активной вулканической деятельности.

Верхнеюрская последовательность тектонически отделена от нижне-среднеюрской и была изучена в другом районе, к юго-западу от центра г. Анкара, в Аладжаатлы и Тахар Тепе. Здесь верхнеюрские отложения залегают непосредственно на пермо-триасовых образованиях комплекса Каракая. Ниже приводится описание разреза Аладжаатлы (снизу вверх) (рис. 3):

1. Светло-серые массивные известняки. Пермь, комплекс Каракая.

2. Красные и коричнево-красные глинистые известняки и аргиллиты, залегающие на эрозионной поверхности перми. Различные блоки пермских известняков заполняют депрессии и карманы эрозионного контакта. Известняки состоят из тонкозернистой спаритовой массы с обломками иглокожих, двусторчатых моллюсков, фораминиферами и спикулами губок и могут быть отнесены к вакстоунам. Слой датирован келловеем по аммоноидеям. Мощность 2–5 м.

3. Светлые желтовато-серые комковатые известняки, образующие вытянутые линзы с изменяющимся содержанием глинистого вещества, органогенно-обломочных компонентов и варьирующим развитием перекристаллизации. Большой частью они принадлежат к вакстоунам и пакстоунам. Образец 17 (оксфорд). Мощность 10 м.

4. Розовато-, желтовато- и зеленовато-серые, плитчатые известковистые радиоляриевые кремни с линзами красных и розовато-серых комковатых известняков. Образец 18 (оксфорд). Мощность 35 м.

В разрезе Тахар Тепе наблюдаются следующие отложения (снизу вверх) (рис. 3):

1. Светло-серые массивные известняки. Мощность 10 м.

2. Серые и розовато-серые комковатые известняки с целыми раковинами и обломками аммоноидей, двусторчатых моллюсков, с оолитами, литокластами микритовых известняков и окатанными фрагментами кораллов. Эти отложения относятся к пакстоунам и грейнстоунам. Образец 19 (оксфорд). Мощность 2–4 м.

3. Розовые, серые и желтые известковистые радиоляриевые кремни. Видимая мощность 25–30 м.

В целом, келловейско-верхнеюрские отложения района Анкары отлагались в открытом морском бассейне с трансгрессивным трендом: от шельфовых условий в келловее до более глубоководных гемипелагических обстановок в поздней юре.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Фораминиферы встречаются преимущественно в карбонатных отложениях юры района Анкары. Поэтому нам пришлось уделить особое внимание отбору проб из всех известняковых пачек и прослоев изученных разрезов. Некоторые дополнительные образцы были взяты из других литологических типов, в основном из тонкообломочных терригенных пород, но в них не удалось обнаружить фораминиферы. В карбонатных же прослоях на многих уровнях встречена обильная микрофауна. В целом было отобрано 19 образцов в интервале от синемюра до оксфорда включительно.

Следует отметить, что изучение фораминифер из юрских отложений указанных разрезов Центральной Турции было связано со значительными трудностями, обусловленными составом и характером пород. Плотные, преимущественно окремнелые известняки, как и глинистые известняки фации “аммонитико росссо”, не поддаются обычной дезинтеграции, а изучение фауны только в шлифах не дает достаточно полного представления о ее составе и особенностях. Поэтому каждый образец породы был разделен на две части – из одной изготавливались шлифы (8–10 из каждого образца), вторая же половина обрабатывалась муравьиной кислотой с последующей отмывкой нерастворившегося осадка и отбором микрофауны. Существенно отметить, что состав комплексов фораминифер в шлифах и дезинтегрированных образцах оказался различным: в шлифах преобладали бентосные фораминиферы из сем. *Ammodiscidae*, *Lituolidae* и *Nodosariidae*. В отмытых образцах присутствовали планктонные фораминиферы, а также *Spirillinidae*, *Ataxophragmiidae*, *Epistominidae* и *Involutinidae*. *Nodosariidae*, которые имеют кальцитовую раковину, были представлены редкими ядрами с полностью растворенной стенкой раковины.

Раковины выделенных из породы фораминифер были сфотографированы Н.В. Горьковой на СЭМ в Лаборатории физических методов исследований ГИН РАН. Шлифы с сечениями раковин сфотографированы в световом микроскопе в Лаборатории

Таблица 1. Стратиграфическое распространение фораминифер в юрских отложениях Центральной Турции

Номер образца	2, 3, 4	7		12, 14			17, 18, 19
Ярус	Синемюрп-линсбах	Тоар	Аален	Байос	Бат	Келловей	Оксфорд
Роды и виды							
<i>Ammodiscus asper</i> (Terquem)							
<i>A. septentrionalis</i> Gerke							
<i>A. siliceus</i> (Terquem)							
<i>A. pseudoinfimus</i> Gerke et Sossipatrova							
<i>Ammobaculites</i> sp.							
<i>Dentalina torta</i> Terquem							
<i>D. pseudocommunis</i> Franke							
<i>D. exilis</i> Franke							
<i>D. obscura</i> Terquem							
<i>D. sinemuriensis</i> Terquem							
<i>D. ex. gr. communis</i> d'Orbigny							
<i>Nodosaria turgida</i> Gerke							
<i>N. variabilis</i> Terquem et Berthelin							
<i>N. mitis</i> Terquem et Berthelin							
<i>N. nitidana</i> Brand							
<i>N. claviformis</i> Terquem							
<i>N. columnaris</i> Franke							
<i>Pseudonodosaria dea</i> Schleifer							
<i>P. ventrosa</i> Schleifer							
<i>P. vulgata</i> Bornemann							
<i>Lingulina tenera tenera</i> Bornemann							
<i>Geinitzinita</i> sp.							
<i>Ichtyolaria</i> sp.							
<i>Frondicularia</i> sp.							
<i>Frondiculinita dubiella</i> (Gerke)							
<i>Lenticulina acutiangulata</i> Terquem							
<i>Astacolus praefoliaceus</i> (Gerke).							
<i>Ophthalmidium leischneri</i> (Kristan-Tollmann)							
<i>O. martanum</i> (Farinacci)							
<i>Praeophthalmidium postconcentricus</i> (Kasim.)							
<i>Trocholina turris</i> Frentzen							
<i>Rhizammina</i> sp.							
<i>Saccamina inanis</i> Gerke et Soss.							
<i>Hyperammina labaensis</i> Ant.							
<i>Hippocrepina liassica</i> (Brand)							
<i>Lituotuba</i> sp.							
<i>Scherochorella</i> sp.							
<i>Ammobaculites vetustus</i> (Terq. et Berth.)							
<i>A. fontinensis</i> (Terquem)							
<i>Reophax torus</i> Crespin							
<i>R. scorpiurus</i> Mont.							
<i>Textulariopsis</i> sp.							
<i>Gaudryina topagorukensis</i> Tappan							
<i>Trochammina squamatiformis</i> Kapt.							
<i>Verneuiliinoides tchegemensis</i> Mak.							
<i>Martinotiella</i> sp.							
<i>Coscinophragma</i> sp.							
<i>Lagena ovata</i> Terquem							
<i>Geinitzinita octocostata</i> (Bartenstein et Brand)							
<i>Lenticulina vetusta</i> (d' Orbigny)							
<i>Planularia</i> sp.							

Таблица 1. Окончание

Номер образца	2, 3, 4	7		12, 14			17, 18, 19
Ярус	Синемюрп-линсбах	Тоар	Аален	Байос	Бат	Келловей	Оксфорд
Роды и виды							
<i>Citharina clathrata</i> (Terquem)							
<i>Cornuspira orbicula</i> (Terquem et Berthelin)							
<i>Repmanina charoides</i> (Jones et Park.)							
<i>Praeophthalmidium mamontovae</i> (Ant.)							
<i>Ophthalmidium infraoolithicum</i> (Terquem)							
<i>Bullopore rostrata</i> Quenst.							
<i>Wernliella toarcensis</i> K. Kuzn.							
<i>Turkeyella improvisa</i> K. Kuzn.							
<i>Trochogerina distincta</i> K. Kuzn.							
<i>Wondersella</i> aff. <i>athersuchi</i> Bann. et Strank							
<i>Jurassorotalia grandis</i> Fuchs							
<i>J. multispiralis</i> Fuchs							
<i>Oberhauserella quadrilobata</i> Fuchs							
<i>Ammodiscus infimus</i> Issler							
<i>Budaschevaella</i> sp.							
<i>Haplophragmoides</i> sp.							
<i>Evolutinella convexa</i> (Ant.)							
<i>Ammobaculites agglutinans</i> (d'Orbigny)							
<i>Dentalina matutina</i> d'Orbigny							
<i>Nodosaria metensis</i> Terquem							
<i>N. variabilis</i> Terquem et Berthelin							
<i>Lenticulina mironovi</i> Dain							
<i>Globuligerina araksi</i> (Kasim).							
<i>Conoglobigerina dagestanica</i> (Moroz.)							
<i>C. avarica</i> (Moroz.)							
<i>Compactogerina avariformis</i> (Kasim.)							
<i>C. qaurdakensis</i> (Balakh. et Moroz.)							
<i>Tenuigerina balakhmatovae</i> (Moroz.)							
<i>Conorboides paraspis</i> (Schwag.)							
<i>Placopsilina argoviensis</i> Haeusler							
<i>Paleogaudryina varsoviensis</i> (Bielecka et Pozarysky)							
<i>Cornuspira nitervacare</i> Azbel							
<i>Spirillina helvetica</i> Kubler et Zwingli							
<i>S. polygyrata</i> Gumbel							
<i>Trocholina transversarii</i> Paalzow							
<i>Eoguttulina simplex</i> (Terquem)							
<i>Ophthalmidium strumosum</i> (Gumbel)							
<i>O. marginatum</i> (Wisniowski)							
<i>O. stuifense</i> (Paalzow)							
<i>O. sp.</i>							
<i>Ophthalmidium sagittum</i> (E. Byk.)							
<i>Labalina milioliniforme</i> (Paalzow)							
<i>Miliolinella frumenta</i> (Azbel)							
<i>Nubeculinella epistominis</i> Dain							
<i>N. megaspiralis</i> Danitch							
<i>Lenticulina belorussica</i> (Mitjanina)							
<i>L. jakovlevae</i> Azbel							
<i>Epistomina nemunensis</i> Grigelis							
<i>E. multialveolata</i> Grigelis							
<i>E. gracilis</i> Dain							
<i>Epistominita formastra</i> Azbel							
? <i>Kaptarenkoella</i> sp.							
<i>Paulina furssenkoi</i> Grigelis							
<i>Globuligerina oxfordiana</i> (Grigelis)							

микрорепалеонтологии ГИН РАН Н.Ю. Брагиным и К.И. Кузнецовой. Все лабораторные работы проведены в Геологическом институте РАН.

ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, РАЗНООБРАЗИЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЮРСКИХ ФОРАМИНИФЕР РАЙОНА г. АНКАРА

Общая характеристика

Фораминиферы были обнаружены во всех изученных разрезах (рис. 1–3), в стратиграфическом интервале от синемюра до оксфорда включительно, т.е., охватывающем все три отдела юрской системы. Представительные комплексы фораминифер были найдены в 13 образцах в синемюре, плинсбахе, тоаре, байосе и оксфорде. В бате, аалене и келловее остатки фораминифер обнаружить не удалось. Комплексы фораминифер включают представителей 13 отрядов, 57 родов и около 120 видов (табл. 1, табл. I–V). Нами использована система фораминифер, общепринятая в России (Маслакова, 1990; Маслакова, Горбачик, 1995), согласно которой, класс Foraminifera состоит из 8 подклассов и 29 отрядов. Некоторые роды, такие как *Dentalina*, *Lingulina*, *Pseudonodosaria* (семейство *Nodosariidae*), мы понимаем в широком смысле, без их подразделения на таксоны, предложенные недавно (такие как, *Mesodentalina*, *Prodentalina* и другие).

Нижняя юра

В отложениях нижней юры фораминиферы присутствуют в синемюре, плинсбахе и тоаре и полностью представлены космополитами или таксонами очень широкого географического распространения, известными из лейаса Северо-Западной Европы: Англии, Голландии, Дании и северо-западной Германии (Brouwer, 1969), а также из Швеции и Литвы (Grigelis, Norling, 1999), северной Сибири (Герке, 1961), западных Карпат (Gazdzicki, 1983), Северного Кавказа (Макарьева, 1971, 1982), Португалии (Exton, 1979) и Марокко (Sossipatrova, Rohhali, 1974). Это наиболее характерная черта изученных комплексов, равно как и отсутствие тетических эндемичных таксонов, так называемых “крупных фораминифер”, обладающих альвеолярно-лабиринтовой стенкой сложно построенной раковины и принадлежащих к семействам *Lituolidae*, *Cyclamminidae* и *Pfenderinidae*. Тетические эндемики, характерные для мелководных комплексов, известны в нижней и средней юре Турции из района Анталии (Bassoulet and Poisson, 1975). Другой важной особенностью раннеюрских фораминифер изученных разрезов является присутствие здесь богатой по систематическому составу ассоциации планктонных фораминифер, впервые обнаруженных нами в тоарских отложениях разреза Кёсрелик Кизиги. Планктонные фораминиферы представлены в тоаре десятью родами и 11 видами, из ко-

торых три новых рода впервые описаны из этого местонахождения (Кузнецова, 2002). Остальные роды и виды в тоаре найдены впервые. Ранее они были известны из более молодых юрских и нижнемеловых отложений Крыма, Кавказа, Средней Азии, Западной Европы и ОАЭ (табл. 2) (Морозова, Москаленко, 1961; Banner, Strank, 1987; Boudagher-Fadel et al., 1997; Fuchs, 1973, 1975). Лейасовые комплексы района Анкары характеризуются отчетливым преобладанием таксонов семейства *Nodosariidae*, представленного родами *Nodosaria*, *Dentalina*, *Lagena*, *Lingulina*, *Pseudonodosaria*, *Ichtyolaria*, *Fronicularia*, *Lenticulina*, *Astacolus*, *Geinitzinita* и *Citharina*. Кроме них, в составе комплексов встречаются формы с агглютинированной стенкой (представители родов *Ammodiscus*, *Trochammina*, *Glomospira* и *Ammobaculites*) и с известковой стенкой из других семейств (роды *Trocholina*, *Praeophthalmidium* (= *Cornuculina*) и *Ophthalmidium*). Два последних рода представлены в многочисленных сечениях, что позволяет для некоторых форм дать видовые определения (табл. 1, 2).

Синемюрский и плинсбахский ярусы

Фораминиферы были изучены в разрезе Кёсрелик Кизиги из прослоев красных комковатых песчаных известняков типа “аммонитико росо” (рис. 2). В комплексе из образцов 2, 3 и 4 определены следующие характерные виды: *Ammodiscus* cf. *asper* (Terquem), *A. septentrionalis* Gerke, *A. siliceus* (Terquem), *Lingulina tenera tenera* Bomemann, *Nodosaria nitidana* Brand, *N. mitis* (Terquem et Berthelin), *N. cf. claviformis* Terquem, *N. columnaris* Franke, *Dentalina sinemuriensis* Terquem, *D. obscura* Terquem, *D. exilis* Franke, *Ichtyolaria* sp., *Trocholina turtis* Frenzen, *Ophthalmidium* cf. *martanum* (Farinacci), *O. leischneri* (Kristan-Tollmann) (табл. 1). Видовой состав позволяет датировать вмещающие отложения синемюром – плинсбахом. Более точная датировка пока невозможна из-за того, что фораминиферы изучены только в шлифах (26 шлифов), поскольку выделить раковины из породы с помощью кислотного дезинтегрирования не удалось. Таксоны, изученные по сечениям в шлифах, обладают относительно длительным временем существования – они обычны как для синемюра, так и для плинсбаха. Тем не менее, данное заключение хорошо согласуется с выводами, сделанными ранее по аммоноидеям (Alkaya, 1998).

Тоарский ярус

Красноватые песчаные известняки типа “аммонитико росо” и мергели (обр. 7) более высокой части того же разреза характеризуются комплексом фораминифер чрезвычайно богатого и разнообразного состава. В шлифах наблюдается доминанция *Nodosariidae* (роды *Lenticulina*, *Citharina*, *Nodosaria* и *Dentalina*), а также присутствуют относительно редкие *Ammodiscus*, *Trocholina*, *Cornuspira* и *Praeophthalmidium* (табл. 1). Последний род пред-

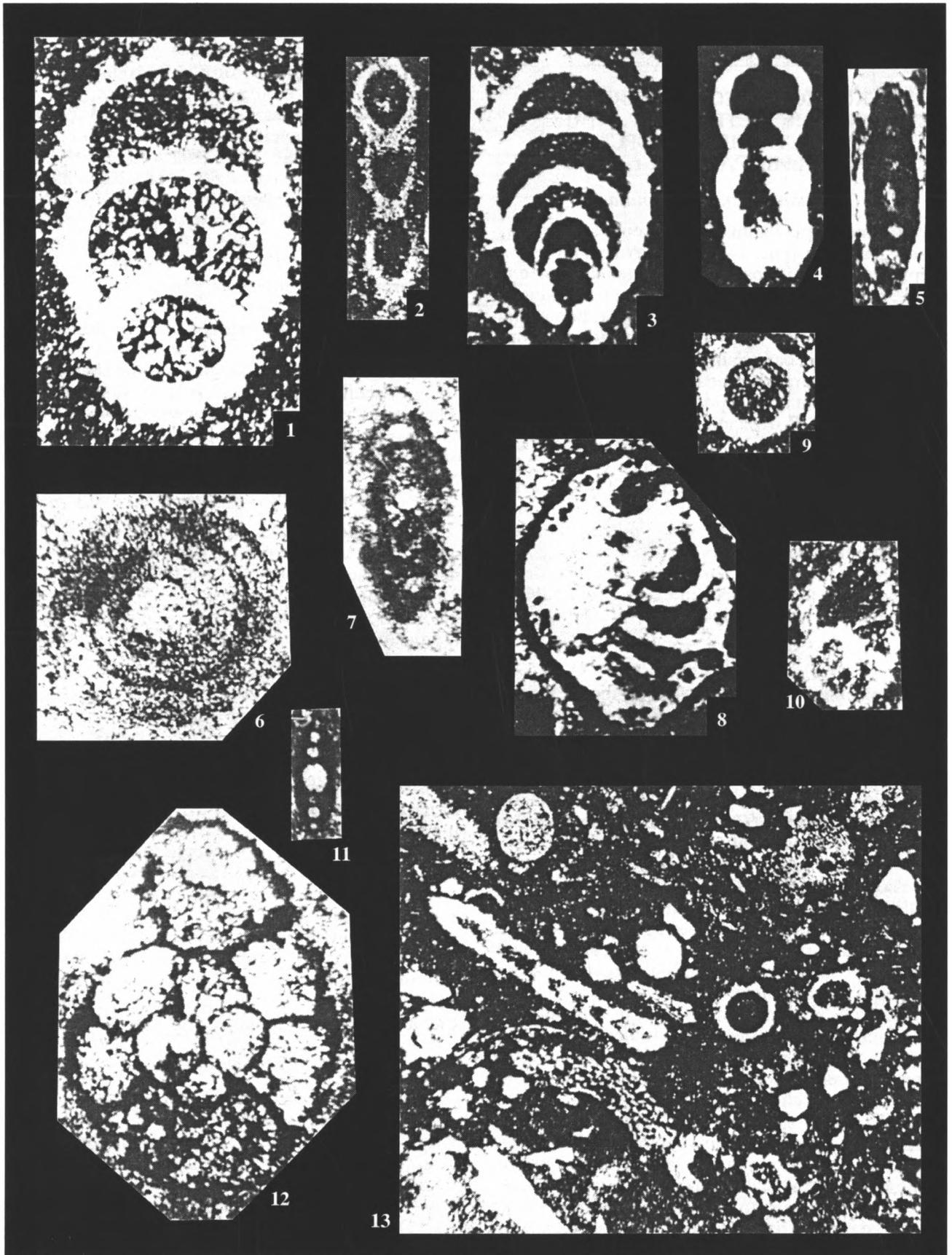


Таблица 2. Стратиграфическое распространение видов планктонных фораминифер в юре

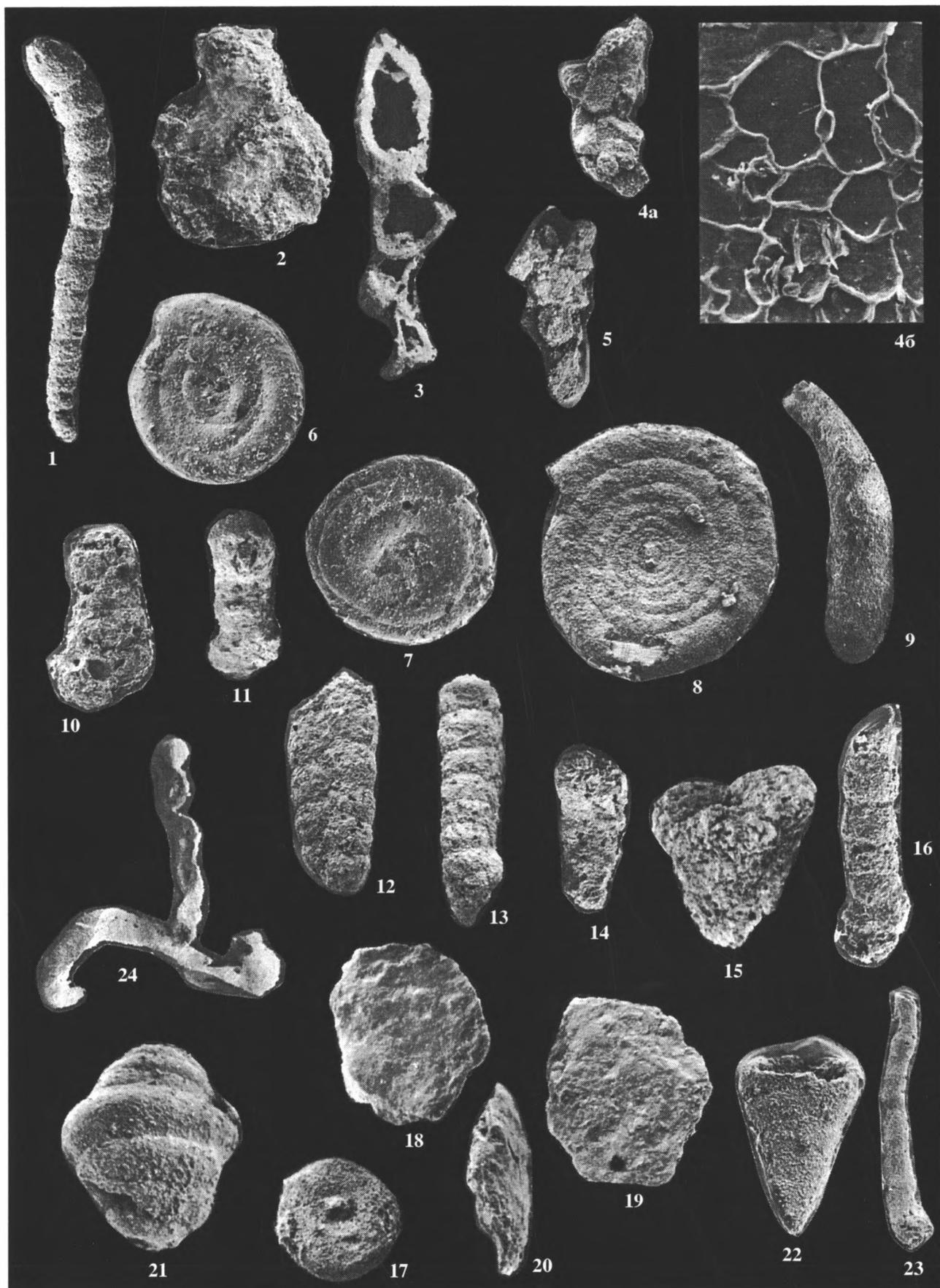
Возраст		Роды и виды	
		Глобулигерина	Селлапелария
Юра	Верхняя	Титон	Глобулигерина <i>geczyi</i> Gorog
		Кимеридж	Г. <i>araksi</i> (Kasimova)
		Оксфорд	Г. <i>bathoniana</i> (Pazdrova)
	Средняя	Келловей	Г. <i>meganomica</i> (K. Kuznetsova)
		Бат	Г. <i>umbilicata</i> Fuchs
		Байос	Г. <i>parva</i> Fuchs
		Аален	Г. <i>oxfordiana</i> (Grigelis)
	Нижняя	Тоар	Г. <i>helvetojurassica</i> Haeussler
		Плинсбах	Г. <i>frequens</i> Fuchs
		Синемюр	Conoglobigerina <i>dagestanica</i> Morozova
		Геттанг	С. <i>avarica</i> Morozova
		Триас	С. <i>jurassica</i> (Hofman)
			С. <i>conica</i> (Iovcheva et Trifonova)
			С. <i>gulekensis</i> (Gorb. et Poroch.)
		С. <i>compactogera gaudakensis</i> (Balakh. Et Moroz.)	
		С. <i>avariformis</i> (Kasimova)	
		С. <i>stellapolaris</i> (Grigelis)	
		Tenuigerina <i>balakhmatovae</i> (Morozova)	
		T. <i>calloviensis</i> (K. Kuznetsova)	
		T. <i>parva</i> (K. Kuznetsova)	
		Wondersella <i>aff. athersuchi</i> Banner et Strank.	
		Wernliella <i>toarcensis</i> K. Kuznetsova	
		Trochogerrina <i>distincta</i> K. Kuznetsova	
		Turkeyella <i>improvvisa</i> K. Kuznetsova	
		Prachedbergella <i>sp.</i>	
		Jurassorotalia <i>grandis</i> Fuchs	
		J. <i>curva</i> Fuchs	
		J. <i>multispiralis</i> Fuchs	
		J. <i>sp. 1</i>	
		Oberhauserella <i>quadrilobata</i> Fuchs	

..... Турция — Прочие регионы

Таблица I. Бентосные фораминиферы нижней юры (кроме фиг. 8 и 12). Все раковины фораминифер на таблицах I-V происходят из юрских отложений Центральной Турции.

Расположение разрезов и положение образцов, указанных в объяснениях, дано на рис. 1-3. Коллекции № 4772 и 4775 хранятся в Геологическом институте РАН, Москва.

1 – *Nodosaria nitidana* Brand. Экземпляр № 4775/1, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 3, синемюр – плинсбах; продольное сечение; ×130; 2 – *Nodosaria claviformis* Terquem. Экземпляр № 4775/2, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 2, синемюр – плинсбах; продольное сечение; ×70; 3 – *Geinitzinita* sp. Экземпляр № 4775/3, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 2, синемюр – плинсбах; продольное сечение; ×160; 4 – *Geinitzinita* sp. Экземпляр № 4775/4, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; продольное сечение; ×180; 5 – *Ophthalmidium leischneri* (Kristan-Tollmann). Экземпляр № 4775/5, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 3, синемюр – плинсбах; поперечное сечение; ×160; 6, 7 – *Ophthalmidium cf. martanum* (Farinacci). 6 – экземпляр № 4775/6, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 3, синемюр – плинсбах; экваториальное сечение; ×300; 7 – экземпляр № 4775/7, местонахождение и возраст те же; поперечное сечение; ×180; 8 – *Lenticulina cf. belorussica* (Mitjanina). Экземпляр № 4775/8, разрез Тахар Тепе, обр. 19, оксфорд; тангенциальное сечение; ×50; 9 – *Nodosaria columparis* Franke. Экземпляр № 4775/9, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 2, синемюр – плинсбах; поперечное сечение; ×360; 10 – *Astacolus praefoliaceus* (Gerke). Экземпляр № 4775/10, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 2, синемюр – плинсбах; продольное сечение; ×140; 11 – *Praeophthalmidium cf. postconcentricus* (Kasimova). Экземпляр № 4775/11, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; поперечное сечение; ×150; 12 – *Ammobaculites* sp. Экземпляр № 4775/12, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 12, байос; экваториальное сечение; ×350; 13 – песчанисто-глинистый биодетритовый микритовый вакстоун с остатками двустворок, водорослей, иглокожих и фораминифер. Разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 2, синемюр – плинсбах; ×200.



ставлен типичными для тоара видами *Præo-phthalmidium cf. postconcentricum* (Kasimova) и *P. mamontovae* (Antonova), описанными из тоара Северного Кавказа (Антонова, 1975; Темирбекова, Антонова, 1985). Кроме них, в данном образце найдены тоарские *Citharina clathrata* (Terquem) и *Ophthalmidium infraoliticum* (Terquem), что подтверждает данные, полученные по аммоноидеям.

Состав выделенных из породы фораминифер меняется и значительно обогащается: впервые в нижнеюрском разрезе появляются такие характерные виды, как *Verneulinoides tchegemensis* Makarjeva, описанный из тоара Северо-Восточного Кавказа (Макарьева, 1971, 1982), *Trochammina squamatiformis* Kartarenko, характерный для тоара Днепровско-Донецкой впадины, *Hypocrepina liassica* (Brand), широко распространенный также в тоаре Северного Кавказа, *Textulariopsis sp.*, установленный в тоаре Гибралтара (Boudagher-Fadel et al., 2001), *Ammobaculites vetustus* (Terquem et Berthelin), описанный из лейаса Парижского бассейна и распространенный в тоаре Северного Кавказа, и др. Отмечается появление *Reptanina charoides* (Jones et Park.), вида, также известного из тоара Северного Кавказа, здесь же появляется *Hyperrammina labaensis* Antonova, характерная для тоара и аалена Северного Кавказа (Антонова, 1958). Общее число видов, встреченных в тоаре Турции, достигает 40, что значительно превышает разнообразие байосских и оксфордских сообществ.

Однако главнейшей особенностью тоарских сообществ фораминифер является появление здесь планктонных фораминифер, впервые обнаруженных нами в разрезе Кёсрелик Кизиги (обр. 7). Необходимо отметить, что первое упоминание о находке планктонных фораминифер в тоаре Турции принадлежит Р. Вернли (Wernli, 1988; 1995), привед-

шему изображения сечений форм, названных им "Protoglobigerinids", а также описавшему представителей рода *Oberhauserella* из тоара Швейцарии. Изученная нами ассоциация планктонных фораминифер включает 10 родов и 11 видов, в том числе три впервые описанных из этого местонахождения: *Wernliella toarcensis* K. Kuzn., *Turkeyella improvisa* K. Kuzn., *Trochogenerina distincta* K. Kuzn. (Кузнецова, 2002). Кроме них, встречены *Wondersella aff. athersuchi* Banner et Strank, описанная из нижнего мела ОАЭ (Banner et Strank, 1987), *Jurassorotalia grandis* Fuchs, *Oberhauserella quadrilobata* Fuchs (Fuchs, 1973, 1975), а также известные из средней юры Кавказа, Средней Азии и Юго-Восточной Европы виды родов *Conoglobigerina*, *Compactogenerina* и *Tenuigerina* (табл. I, V), упоминание которых и изображения приведены в сводной работе английских микропалеонтологов (Boudagher-Fadel et al., 1997).

Средняя юра, байосский ярус

Среднеюрские фораминиферы обнаружены и изучены в разрезе Кёсрелик, в прослоях красных известняков "аммонитико росо" нижней и средней частей разреза (обр. 12 и 14) (рис. 2). Комплекс фораминифер существенно отличается от лейасового, хотя ряд видов, присутствовавших в тоаре, продолжает здесь существование (*Verneulinoides tchegemensis* Mak., *Reptanina charoides* (Jones et Park.), *Reophax torus* Crespin.). Характерно присутствие в среднеюрской ассоциации фораминифер разреза Кёсрелик планктонных форм: *Globuligerina*, *Conoglobigerina*, *Tenuigerina* и *Compactogenerina*. Эти роды были описаны из байоса Северо-Восточного Кавказа и Туркменистана (Морозова, Москаленко, 1961; Горбачик, Кузнецова, 1997) и ранее считались характерными только для этих районов. Недавно планктонные фораминиферы

Таблица II. Бентосные фораминиферы тоарского яруса Центральной Турции.

1 – *Scherochorella sp.* Экземпляр № 4775/13, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; боковая сторона; ×115; 2 – *Saccamina sp.* Экземпляр № 4775/14, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; боковая сторона; ×115; 3 – *Reophax scorpius* Montfort. Экземпляр № 4775/15, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; остатки внутреннего слоя после растворения раковины в кислоте, боковая сторона; ×115; 4а, б, 5 – *Reophax torus* Crespin. 4 – экземпляр № 4775/16, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар, 4а – экземпляр с обломанной последней камерой, ×115, 4б – деталь поверхности последней раковины, ×2000; 5 – экземпляр № 4775/17, боковая сторона, местонахождение и возраст те же; ×70; 6, 7 – *Ammodiscus siliceus* (Terquem). Экземпляры № 4775/68 и № 4775/18, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; боковая сторона; ×115; 8, 9 – *Ammodiscus asper* (Terquem). Экземпляры № 4775/19 и № 4775/20, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; 8 – боковая сторона, 9 – периферический край; ×115; 10 – *Ammobaculites fontinensis* (Terquem). Экземпляр № 4775/21, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; боковая сторона; ×115; 11, 16 – *Ammobaculites vetustus* (Terquem et Berthelin). 11 – экземпляр № 4775/22, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; боковая сторона; ×115; 16 – экземпляр № 4775/23, местонахождение и возраст те же; ×115; 12 – *Gaudryina toragorukensis* Tarpan. Экземпляр № 4775/24, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; боковая сторона; ×70; 13 – *Martinottiella sp.* Экземпляр № 4775/25, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; боковая сторона, видна начальная четырехрядная часть, непосредственно переходящая в однорядную; ×70; 14 – *Textulariopsis sp.* Экземпляр № 4775/26, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; боковая сторона; ×70; 15 – *Verneulinoides tchegemensis* Makarjeva. Экземпляр № 4775/27, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; боковая сторона, видна часть апертурной поверхности; ×115; 17 – *Saccamina inanis* Gerke et Sossipatrova. Экземпляр № 4775/28, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; апертурная поверхность; ×115; 18, 19, 20 – *Trochammina squamatiformis* Kartarenko. Экземпляры № 4775/29, 4775/30, 4775/31, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; 18, 19 – противоположные стороны, 20 – периферический край; ×115; 21 – *Reptanina charoides* (Jones et Parker). Экземпляр № 4775/32, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; боковая сторона, виден открытый конец трубчатой камеры; ×115; 22 – *Hypocrepina liassica* (Brand). Экземпляр № 4775/33, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; боковая сторона; ×115; 23 – *Hyperrammina labaensis* Antonova. Экземпляр № 4775/34, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; боковая сторона; ×115; 24 – *Rhizammina (?) sp.* Экземпляр № 4775/35, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоар; ×35.

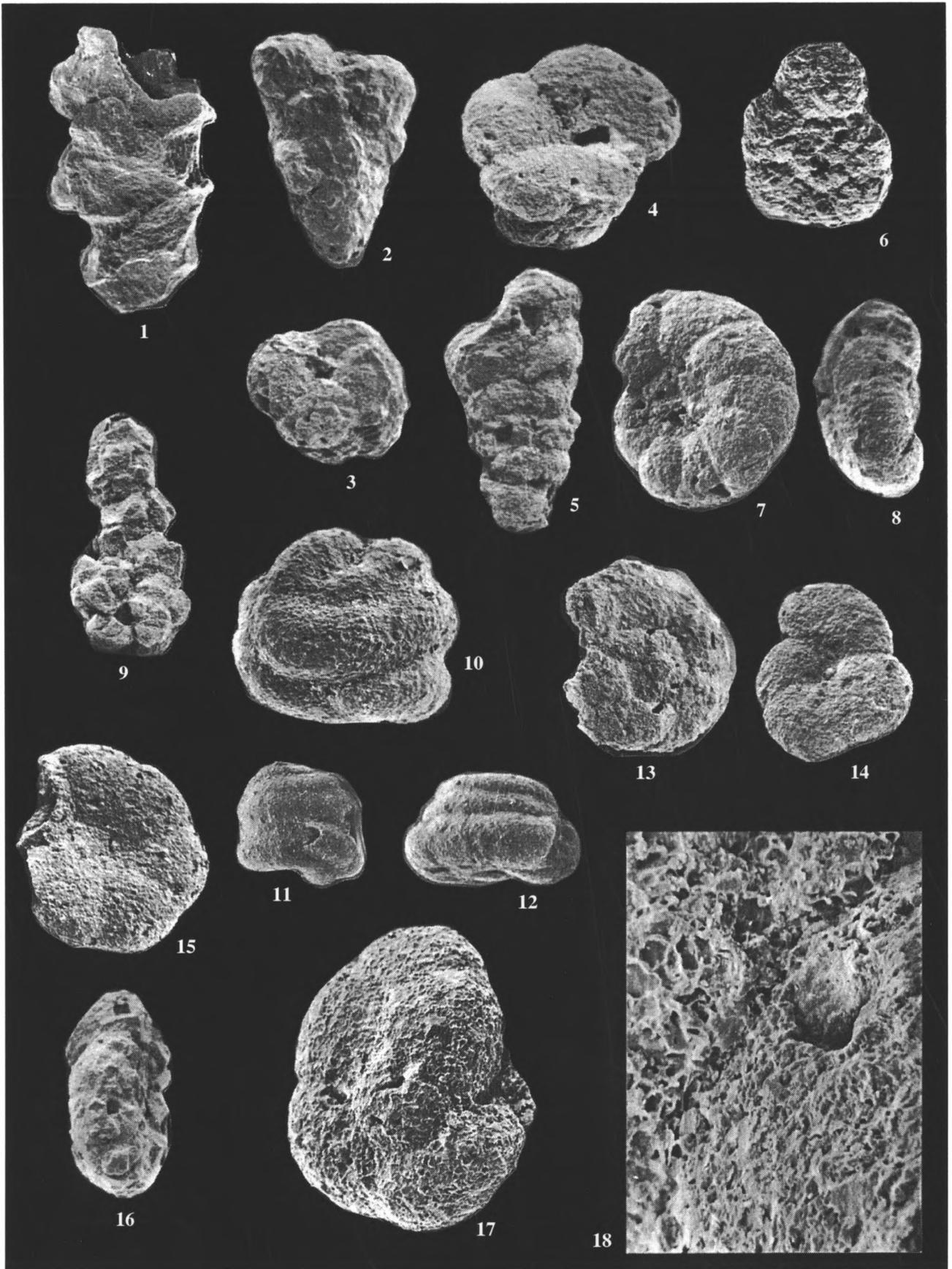


Таблица III. Бентосные фораминиферы байосского яруса Центральной Турции.

1 – *Reophax torus* Crespin. Экземпляр № 4775/36, разрез Кёсрелик, обр. 12, байос; боковая сторона; ×115; 2, 3, 4, 5 – *Verneuilinoides tchegemensis* Makarjeva. 2 – экземпляр № 4775/37, разрез Кёсрелик, обр. 12, байос; боковая сторона; 3 – апертурная поверхность; 4 – экземпляр № 4775/38, апертурная поверхность; 5 – экземпляр № 4775/39, боковая сторона; ×115; 6 – *Evolutinella convexa* (Antonova). Экземпляр № 4775/40, разрез Кёсрелик, обр. 12, байос; боковая сторона; ×115; 7, 8 – *Budaschevaella* sp. Экземпляр № 4775/41, разрез Кёсрелик, обр. 14, байос; 7 – боковая сторона, 8 – периферический край; ×115; 9 – *Ammodiscus agglutinans* (d'Orbigny). Экземпляр № 4775/42, разрез Кёсрелик, обр. 14, байос; боковая сторона; ×115; 10, 11, 12 – *Repmantina charoides* (Jones et Parker). Экземпляры № 4775/43, 4775/44 и 4775/45, разрез Кёсрелик, обр. 12, байос; боковая сторона; 11 – виден открытый конец трубчатой камеры, 10 – 240; 11, 12 – ×115; 13, 14, 17, 18 – *Conorboides paraspis* (Schwager). Экземпляры: 13 – № 4775/46, 14 – № 4775/47, 17, 18 – № 4775/48. Разрез Кёсрелик, обр. 14, байос; 13 – спиральная сторона; 14 – умбиликальная сторона; ×115; 17 – спиральная сторона; ×240; 18 – деталь поверхности раковины; ×2000; 15, 16 – *Ammodiscus aff. fontinensis rossica* Makarjeva. Экземпляры № 4775/49 и № 4775/50, разрез Кёсрелик, обр. 12, байос; 15 – боковая сторона; 16 – периферический край; ×115.

ниферы “*Protoglobigerina*” были обнаружены в нижнем байосе Марокко и Венгрии (Wemli, Gorog, 1999). В Турции планктонные фораминиферы байоса до настоящего времени не были известны, находки их отмечались в келловее (Altiner, 1991) и более молодых отложениях. Следует отметить, что планктонные формы сопровождаются в данном комплексе большим количеством бентосных фораминифер родов *Reophax*, *Ammodiscus*, *Ammodisculites*, *Budaschevaella*, *Evolutinella*, *Verneuilinoides*, *Lenticulina*, *Citharina*, *Nodosaria* и *Fronicularia*. Указанные роды имеют широкое стратиграфическое и географическое распространение. Они известны в байосе северо-западной Европы, Марокко, Ближнего Востока, Кавказа и Западной Сибири (Grigelis, Norling, 1999; Герке, 1961; Sossipatrova, Rohhali, 1974; Kuznetsova et al., 1996). Существенно отметить появление цератобулиминид, представленных немногочисленными раковинами *Conorboides paraspis* (Seibold). По присутствию планктонных видов *Conoglobigerina dagestanica* (Morozova), *Compactogerrina gaurdakensis* (Balakhmatova et Morozova), *Tenuigerina balakhmatovae* (Morozova), идентифицированных по выделенным из породы раковинам и множеству сечений в шлифах, возраст определен как байос.

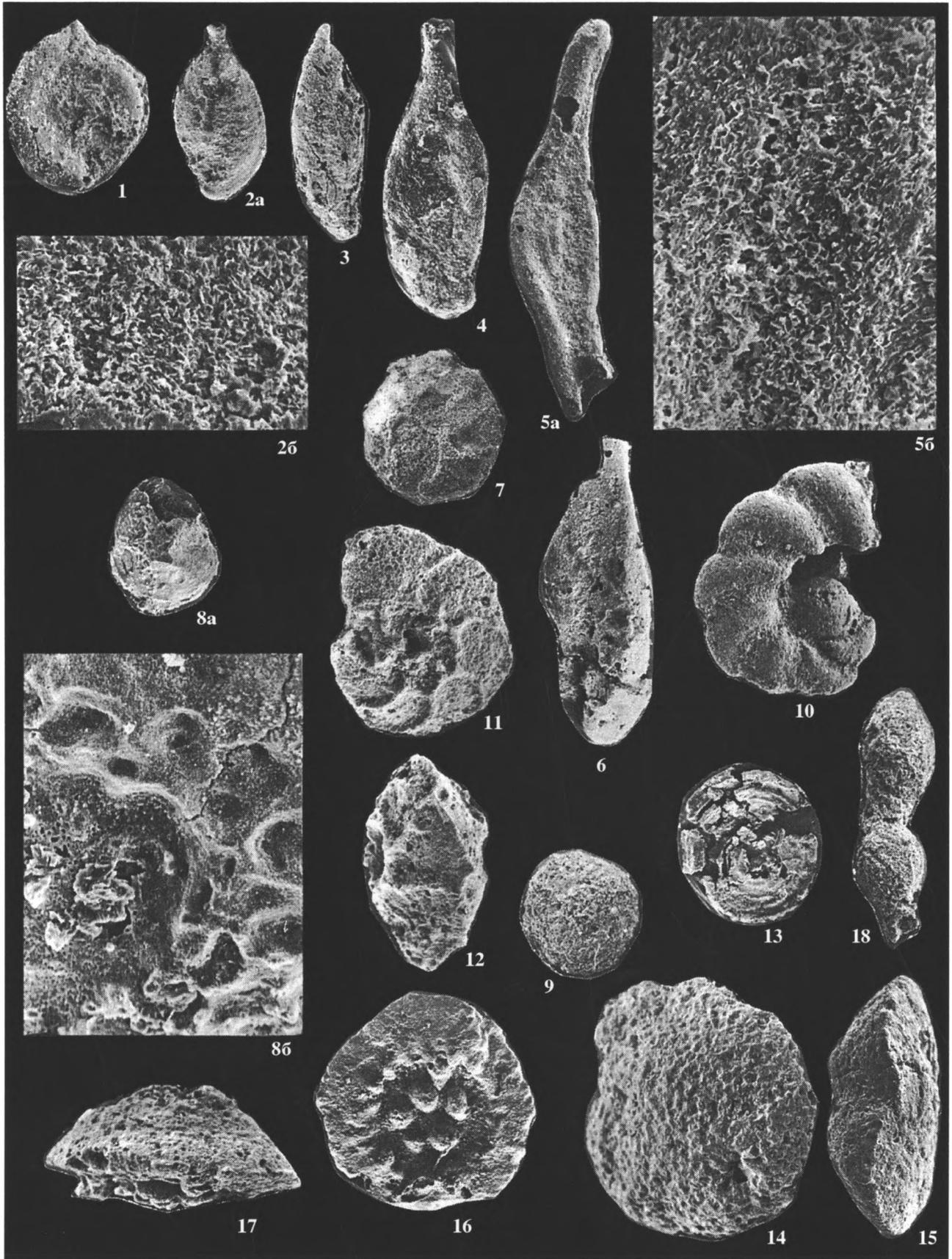
Верхняя юра, оксфордский ярус

Наиболее молодыми юрскими отложениями, в которых нами обнаружены фораминиферы в изу-

ченных разрезах Центральной Турции, являются образования оксфордского яруса. Они исследованы в разрезах Аладжаатлы и Тахар Тепе (обр. 17, 18 и 19) (рис. 3) и приурочены к прослоям и линзам розовых и желтовато-серых известняков “аммонитико росо”. Здесь присутствует богатое и разнообразное по составу сообщество, состоящее из космополитных бентосных и планктонных форм. Последние представлены видом *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis), который в некоторых образцах образует массовые скопления раковин (около 1000 и более). Чрезвычайно высокую плотность популяции *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis) отмечает также А.Азбель (Месежников, Азбель и др., 1989), изучившая оксфордских фораминифер Восточно-Европейской платформы. Присутствующий в оксфорде единственный планктонный род и вид *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis) имеет четко ограниченный стратиграфический интервал (нижний и средний оксфорд) и широчайшее географическое распространение от Швеции и Прибалтики до Крыма, Кавказа, Средней Азии, Италии, Турции, Сирии и Эфиопии. Ранее нами был изучен разрез Аладжаатлы Центральной Турции (Горбачик, Кузнецова, 1997; Кузнецова, Брагин, 1999), где в оксфордских отложениях впервые было отмечено характерное совместное присутствие космополитных бентосных и планктонных форм. Полученные новые данные позволили значительно дополнить представление о

Таблица IV. Бентосные фораминиферы оксфордского яруса Центральной Турции.

1 – *Ophthalmidium* sp. Экземпляр № 4775/51, разрез Тахар Тепе, обр. 19, оксфорд; боковая сторона; ×115; 2, 3, 6 – *Ophthalmidium strumosum* (Gumbel). Экземпляры: 2 – № 4775/52, 3 – № 4775/53; 6 – № 4775/54; разрез Тахар Тепе, обр. 19, оксфорд; 2а – боковая сторона; ×115; 2б – деталь поверхности раковины; ×2000; 3 – боковая сторона; ×115; 6 – боковая сторона; ×115; 4 – *Ophthalmidium marginatum* (Wisniewski). Экземпляр № 4775/55, разрез Аладжаатлы, обр. 18, оксфорд; боковая сторона; ×115; 5 – *Ophthalmidium sagittum* (E.Вукова). Экземпляр № 4775/56, разрез Тахар Тепе, обр. 19, оксфорд; 5а – боковая сторона; ×115; 5б – деталь поверхности раковины; ×2000; 7 – *Epistomina gracilis* Dain. Экземпляр № 4775/57, разрез Аладжаатлы, обр. 18, оксфорд; боковая сторона; ×115; 8 – *Epistomina formastra* Azbel. Экземпляр № 4775/58, разрез Тахар Тепе, обр. 19, оксфорд; 8а – умбиликальная сторона; ×115; 8б – деталь поверхности раковины; ×2000; 9, 14 – *Epistomina multivalveolata* Grigelis. Экземпляры: 9 – № 4775/59; 14 – № 4775/60; разрез Тахар Тепе, обр. 19, оксфорд; 9 – умбиликальная сторона; ×115; 14 – спиральная сторона; ×240; 10 – *Lenticulina* cf. *jakovlevae* Azbel. Экземпляр № 4775/61, разрез Тахар Тепе, обр. 19, оксфорд; ядро раковины с растворенной кальцитовой стенкой, боковая сторона; ×115; 11, 12 – *Epistomina nemunensis* Grigelis. Экземпляр № 4775/62, разрез Тахар Тепе, обр. 19, оксфорд; 11 – спиральная сторона; 12 – периферический край; ×115; 13 – *Spirillina helvetica* Kubler et Zwingli. Экземпляр № 4775/63, разрез Аладжаатлы, обр. 18, оксфорд; боковая сторона; ×115; 14, 15 – *Kartarenkoella* (?) sp. Экземпляр № 4775/64, разрез Тахар Тепе, обр. 19, оксфорд; 14 – умбиликальная сторона; 15 – периферический край; ×270; 16, 17 – *Trocholina transversarii* Paalow. Экземпляр № 4775/65, разрез Тахар Тепе, обр. 19, оксфорд; 16 – умбиликальная сторона; 17 – периферический край; ×115; 18 – *Nubeculinella megaspiralis* Danitsch. Экземпляр № 4775/66, разрез Тахар Тепе, обр. 19, оксфорд; обломок свободной части раковины; ×115.



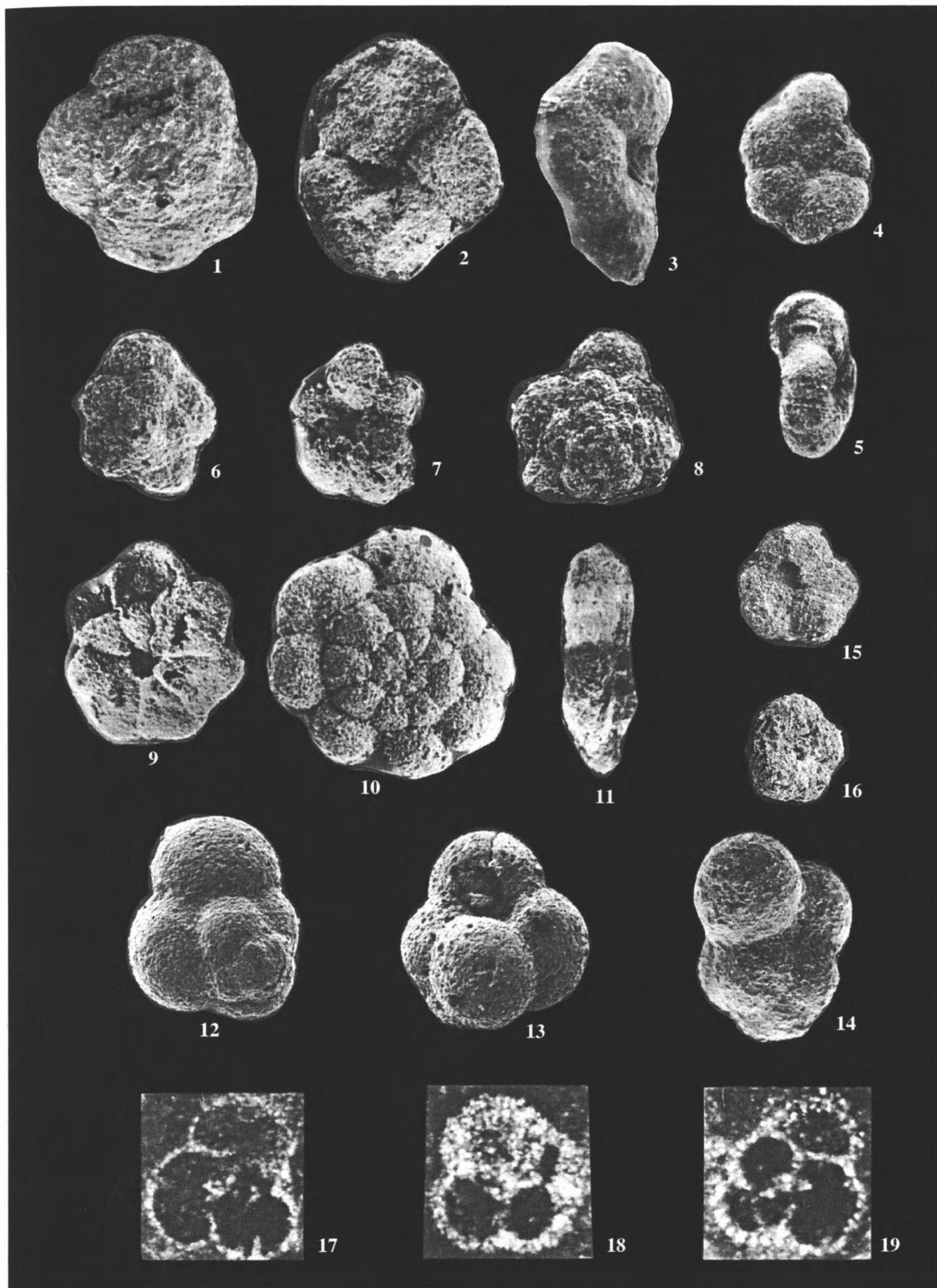


Таблица V. Планктонные фораминиферы юры Центральной Турции.

1–3 – *Wernliella toarcensis* K.Kuznetsova. Голотип № 4772/6, Центральная Турция, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоарский ярус; 1 – спиральная сторона; 2 – умбиликальная сторона; 3 – периферический край; ×115; 4, 5 – *Turkeyella improvisa* K.Kuznetsova. Голотип № 4772/5, Центральная Турция, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоарский ярус; 4 – боковая сторона (раковина биумбиликальная); 5 – периферический край, видна септальная суббазальная апертура с губой; ×115; 6–8 – *Trochogenerina distincta* K.Kuznetsova. 6, 7 – паратип № 4775/67, Центральная Турция, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоарский ярус; 6 – спиральная сторона; 7 – умбиликальная сторона; 8 – голотип № 4772/8, спиральная сторона микросферической раковины; ×115; 9, 10, 11 – *Jurassorotalia grandis* Fuchs. 9 – экземпляр № 4772/17, Центральная Турция, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоарский ярус; умбиликальная сторона; ×115; 10, 11 – экземпляр № 4772/16, Центральная Турция, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоарский ярус; 10 – спиральная сторона; 11 – периферический край; ×115; 12–14 – *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis). Оригиналы № 4775/70–4775/72, Центральная Турция, разрез Аладжатлы, обр. 19, оксфордский ярус; 12 – спиральная сторона; 13 – умбиликальная сторона; 14 – боковая сторона; ×180; 15 – *Compactogenerina gaurdakensis* (Balakhmatova et Morozova). Экземпляр № 4772/27, Центральная Турция, разрез Кёсрелик, обр. 14, байосский ярус; умбиликальная сторона; ×115; 16 – *Tenuigerina balakhmatovae* (Morozova). Экземпляр № 4775/74, Центральная Турция, разрез Кёсрелик Кизиги, обр. 7, тоарский ярус; умбиликальная сторона; ×115; 17 – *Tenuigerina balakhmatovae* (Morozova). Экземпляр № 4772/22, Центральная Турция, разрез Кёсрелик, обр. 14, байосский ярус; экваториальное сечение; ×270; 18 – *Compactogenerina gaurdakensis* (Balakhmatova et Morozova). Экземпляр № 4772/25, Центральная Турция, разрез Кёсрелик, обр. 14, байосский ярус; экваториальное сечение; ×270; 19 – *Conoglobuligerina dagestanica* (Morozova). Экземпляр № 4772/26, Центральная Турция, разрез Кёсрелик, обр. 14, байосский ярус; экваториальное сечение; ×270.

составе этого сообщества, включающего характерные формы и зональные виды-индексы фораминифер нижнего и среднего оксфорда. Широчайшее пространственное распространение придает большую ценность этому комплексу для субглобальной корреляции.

Наряду с *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis), к числу характерных форм относятся *Ophthalmidium sagittum* (E. Вук.), *O. strumosum* (Gumbel), *Epistomina nemunensis* Grig., *E. multialveolata* Grig., *Epistominita formastra* Azbel, *Paulina furssenkoi* Grig., *Trocholina transversarii* Paalzow (табл. IV). Данные о ранне-среднеоксфордском возрасте этих слоев согласуются с результатами определения радиолярий (Брагин, Текин, 1999).

ВЫВОДЫ

В юрских отложениях района Анкары бентосные фораминиферы обильны и разнообразны преимущественно в относительно глубоководных фациях. Их комплексы характеризуются доминированием таксонов-космополитов, имеющих широчайшее географическое распространение. Начиная с тоарского яруса и выше, в составе комплексов постоянно присутствуют многочисленные планктонные формы. Полученные результаты свидетельствуют о том, что данные по фораминиферам необходимо и целесообразно использовать в детальной стратиграфии и корреляции юрских отложений центральной Турции. Более того, дальнейшие исследования космополитных комплексов фораминифер в тетических разрезах представляют существенный интерес для решения проблемы бо-реально-тетической корреляции юрской системы.

Авторы благодарят Н.В. Горькову (Геологический институт РАН), выполнившую микрофотографирование фораминифер в СЭМ. Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 00-05-64298 и № 00-05-64618.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антонова З.А. Фораминиферы средней юры бассейна р. Лабы // Вопросы геологии, бурения и эксплуатации скважин. М.: Гостоптехиздат, 1958. С. 41–79.
- Антонова З.А. Фораминиферы нижне- и среднеюрских отложений северного склона Западного Кавказа и некоторые вопросы палеобиогеографии // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975. С. 214–218.
- Брагин Н.Ю., Текин У.К. Стратиграфия и радиолярии верхнеюрских и нижнемеловых карбонатно-кремнистых отложений района Анкары (Турция) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 28–38.
- Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И. Изменчивость и распространение в юрских отложениях типового вида рода *Globuligerina* – *G. oxfordiana* (Grigelis) (фораминиферы) // Палеонтол. журнал. 1997. № 5. С. 3–10.
- Герке А.А. Фораминиферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов Севера Центральной Сибири // Тр. Ин-та геологии Арктики, 1961. Т. 120. 518 с.
- Кузнецова К.И. Начало эволюционного пути планктонных фораминифер и особенности этого этапа (ранняя юра) // Докл. РАН. Геология. 2002. Т. 383. № 6. С. 801–806.
- Кузнецова К.И., Брагин Н.Ю. Космополитные сообщества фораминифер из юрских отложений Центральной Турции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 6. С. 116–120.
- Макарьева С.Ф. Фораминиферы юрских отложений Северо-Восточного Кавказа и их стратиграфическое значение // Тр. СевкавНИИ, 1971. Вып. XVI. 103 с.
- Макарьева С.Ф. Северный Кавказ // Биостратиграфия верхнеюрских отложений по фораминиферам. Вильнюс: Москлас, 1982. С. 96–104.
- Маслакова Н.И. Критерии выделения высших таксонов фораминифер // Беспозвоночные: систематика и филогения. М.: Наука, 1990. С. 22–27.
- Маслакова Н.И., Горбачик Т.Н. Класс Фораминиферы // Микрорпалеонтология. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 13–111.

- Месежников М.С., Азбель А.Я., Калачева Е.Д. и др.* Средний и верхний оксфорд Русской платформы. Л.: Наука, 1989, 183 с.
- Морозова В.Г., Москаленко Т.А.* Планктонные фораминиферы пограничных отложений байосского и батского ярусов Центрального Дагестана (Северо-Восточный Кавказ) // Вопросы микропалеонтологии. 1961. Вып. 5. С. 3–30.
- Темирбекова У.Т., Антонова З.А.* Триасовые и юрские милиолиды Северного Кавказа. М.: Наука, 1985. 104 с.
- Akyurek B., Bilginer E., Akbas B., et al.* Ankara–Elmadag–Kalecik dolayinin temel jeoloji ozellikleri. (The geology of Ankara–Elmadag–Kalecik region) // Bull. Cham. of Geol. Eng. Turkey. 1984. V. 20. P. 31–46.
- Alkaya F.* Ammonite fauna and stratigraphy of the Sinemurian–Bajocian (Lower–Middle Jurassic) sequence of the Kosrelilik–Kizik (Ankara) area // Cum. 75. Yil. Yerbil. Ve Maden. Kongr. 1998. Abstracts. P. 137–138.
- Altiner D.A.* Microfossil biostratigraphy (mainly foraminifers) of the Jurassic – Lower Cretaceous carbonate successions in north-western Anatolia (Turkey) // Geologica Romana. 1991. V. 27. P. 167–213.
- Banner F.T., Strank A.R.* On *Wondersella athersuchi*, a new stratigraphically significant hedbergellid foraminifer from the Cretaceous Shuaiba Formation in the Middle East // J. Micropaleontol. 1987. V. 6. № 1. P. 39–48.
- Bassoulet J.P., Poisson A.* Microfacies du Jurassique de la region d’Antalia (Secteurs N et NW), Tautus Lycien (Turquie) // Rev. Micropaleontol. 1975. V. 18. № 1. P. 1–14.
- Baumgartner P.O., O’Doherty L., Gorican S., et al.* Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology // Mem. Geol. Lausanne. 1995. № 23. 1172 p.
- Batman B., Kulaksiz S., Gormus S.* Alacaatli yoresinde (SW Ankara) Jura-Kretase yasli istifin deformasyon ozelliklerine iliskin bir inceleme (A study related to deformation properties of lithostratigraphic sequence of Jurassic-Cretaceous age in Alacaatli region) // Hacettepe Univ. Earth Sci. 1978. V. 4. № 1–2. P. 135–153.
- Boudagher-Fadel M.K., Rose E.P.F., Bosence D.W.J., Lord A.R.* Lower Jurassic Foraminifera and calcified microflora from Gibraltar, Western Mediterranean // Palaeontology. 2001. V. 44. № 4. P. 601–621.
- Boudagher-Fadel M.K., Banner F.T., Whittaker J.E.* With contribution from Simmons M.D. The Early Evolutionary History of Planktonic Foraminifera. London: Chapman and Hall. 1997. 269 p.
- Bremer H.* Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie des unteren Lias (Sinemurum bis Carixium) in der Umgebung von Ankara (Turkei) // N.Jb. Geol. Palaontol. Abh. 1965. V. 122. № 2. P. 127–221.
- Brouwer J.* Foraminiferal assemblages from the Lias of North–Western Europe. // North-Holland Publ. Comp. Amsterdam–London. 1969. 64 p.
- Exton J.* Pliensbachian and Toarcian Microfauna of Zambujal, Portugal: Systematic Paleontology. Carleton University, Ottawa, Canada, 1979. 103 p.
- Fuchs W.* Ein Beitrag zur Kenntnis der Jura-“Globigerinen” und verwandter Formen an Hand polnischen Materials des Callovien und Oxfordien // Verhandl. Geol. Bundesanstalt. Wien. 1973. № 118. S. 445–487.
- Fuchs W.* Zur Stammesgeschichte du Planktonforaminiferen und verwandter Formen im Mesozoikum: (Eine vorlaufige Betrachtung) // Jb. Geol. Bundesanstalt 1975. Bd. 118. S. 193–246.
- Gazdzicki A.* 1983. Foraminifers and Biostratigraphy of Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians // Paleontol. Polon. 1983. № 44. P. 109–169.
- Grigelis A., Norling E.* Jurassic geology and foraminiferal faunas in the NW part of the East European Platform // A Lithuanian – Swedish geotraverse study. 1999. Uppsala. 101 p.
- Kocyigit A.* Hasanoglan (Ankara) yoresinin tektono-stratigrafisi: Karakaya orojenik kusaginin evrimi (Tectono-stratigraphy of the Hasanoglan region: Evolution of the Karakaya Orogy) // Hacettepe Univ. Earth Sci. Special Publ. 1987. V. 14. P. 269–293.
- Kocyigit A.* Southward-vergent imbricate thrust zone in Yuvakoy: A record of the latest compressional event related to the collisional tectonic regime in Ankara-Erzincan Suture Zone // TAPG Bulletin. 1992. V. 4. № 1. P. 111–118.
- Kuznetsova K.I.* Peculiarities of foraminiferal assemblage composition and distribution in the Eastern Mediterranean Jurassic basins // Proceedings of Third Int. Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean Ed.: Panayides I., Xenophontos C., Malpas J. Nicosia, 2000, Cyprus. P. 317–326.
- Kuznetsova K.I., Grigelis A., Adjajian J., et al.* Zonal stratigraphy and Foraminifera of the Tethyan Jurassic (Eastern Mediterranean). Amsterdam: Gordon and Breach Publishers. 1996. 256 p.
- Kuznetsova K.I., Bragin N.Yu., Tekin U.K., Voznesensky A.I.* Jurassic foraminiferal assemblages from Ankara region, Turkey – an initial report // 4th Int. Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Isparta, Turkey, 21–25 May 2001. Proceedings. 2002. P. 123–138.
- Sossipatrova G., Rohhali I.* Les Foraminiferes jurassiques et leur importance Stratigraphique dans la region de Koumch et d’El-Ksiba–Naour (Atlas de Beni-Mellal, Moyen Atlas, Maroc) // Notes Serv. geol. Maroc. 1974. V. 35. № 255. P. 55–83.
- Wernli R.* Les protoglobigerines (foraminiferes) du Toarcien et de l’Aalenien du Domuz Dag (Taurus Occidental, Turquie) // Eclogae geol. Helv. 1988. V. 81. № 3. P. 661–668.
- Wernli R.* Les foraminiferes globigeriniformes (Oberhauserellidae) du Toarcien inferieur de Teysachaux (Prealpes medianes, Fribourg, Suisse) // Rev. Paleobiolog. 1995. V. 14. P. 257–269.
- Wernli R., Gorog A.* Protoglobigerinids (Foraminifera) acid extracted from Bajocian limestone (Hungary) // Rev. Espaniolo de Micropaleontolog. 1999. V. 31. № 3. P. 419–426.

Рецензенты В.А. Басов, И.А. Басов

УДК 551.781.3:571.1(571.1)

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОЦЕНА СЕВЕРА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

© 2003 г. Л. Б. Бакиева

*Западно-Сибирский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт
Тюменского государственного нефтегазового университета, Тюмень*

Поступила в редакцию 04.02.2002 г., получена после доработки 30.07.2002 г.

Сведения о палеоценовых отложениях на территории Западной Сибири редки и фрагментарны. Палинологический анализ новых материалов из палеоцена дополняет уже имеющиеся данные и позволяет использовать их для стратиграфии и реконструкции палеообстановок этой эпохи, а также провести сопоставления с другими территориями. В отложениях талицкой свиты установлен палинокомплекс зоны *Sprinidinium densispinatum* позднеталицкого возраста. В широком возрастном диапазоне зоны *Cerodinium speciosum* выделены 3 уровня: нижний с *Alterbidinium circulum* и средний с *Isabelidinium viborgense* – в объеме раннего и среднего зеландия, верхний с *Cerodinium medcalfii* сопоставляется с поздним зеландием – ранним танетом. На основании анализа палеоценовых палинокомплексов, установленных в отложениях морского и континентального генезиса, сделаны выводы об отсутствии климатической зональности в палеоценовую эпоху, а также об отсутствии связей Западно-Сибирского и Арктического морей в позднеталицкое время.

Ключевые слова. Палеоцен; талицкая, тибейсалинская и серовская свиты; споры, пыльца, диноцисты.

ВВЕДЕНИЕ

Палеоценовые образования обнажаются или вскрываются картировочными скважинами только в окраинных частях Западно-Сибирской плиты. Поэтому палеонтологическая характеристика этих отложений требует дополнений и уточнений. Это в полной мере относится и к северу Западной Сибири, поскольку морская талицкая свита палеоцена в северной части Зауральяского и Центрального литолого-фациального районов Западно-Сибирской плиты охарактеризована лишь каротажными диаграммами глубоких скважин. Талицкая свита севернее линии Екатеринбург – Тюмень в большинстве опорных разрезов и скважин с разрывом перекрывает верхнемеловые горизонты (Ахметьев и др., 2001). В нижней части талицкой свиты преобладают темно-серые и черные плотные глины, в центральной части – с буроватым оттенком, а в верхней – глины алевритовые, серые, слабоопоквидные и неопоквидные. В Ямало-Тазовском районе фациальным аналогом талицкой является мелководная тибейсалинская свита, состоящая из двух подсвит: нижняя представлена темно-серыми и серыми глинами с углистым детритом и алевритом, верхняя – песками с коалинитом, прослоями углистых алевритов и глин. Кроме того, с ниже-и верхнеталицкой подсвитами в Зауралье (район Ивделя) сопоставляются марсятская и ивдельская свиты. Серовская свита верхнего палеоцена на восток замещается нижнелюлинворской подсвитой од-

ноименной свиты, обе согласно залегают на подстилающих образованиях с маломощным слоем глауконитовых песчаников в базальной части. Эти литостратоны сложены серыми и темно-серыми плотными опоками и светло-серыми опоквидными глинами, плотными с раковистым изломом. Замещение опок глинами происходит с запада на восток.

На севере и северо-западе Западно-Сибирской плиты спорово-пыльцевые комплексы изучались К.Н. Григорьевой и И.С. Эдигер (Кулахметов, 1965), К.А. Любомировой (Чирва, Любомирова, 1973), Т.Г. Семочкиной и Л.Б. Бакиевой (Семочкина и др., 1994). Установлены 2 типа палинокомплексов: нижнепалеоценовый *Trudopollis menneri* – *Nudopolis endangulatus* – *Oculopollis giganteus* и верхнепалеоценовый *Triatrio-pollenites aroboratus* – *Anacolosidites insignis*. Зональные комплексы диноцист на севере Западной Сибири установлены в отложениях марсятской, талицкой и серовской свит И.А. Кульковой (Ильина и др., 1994), О.Н. Васильевой (1999) и А.И. Яковлевой (Iakovleva, 2000): нижнепалеоценовая зона *Cerodinium striatum*; верхнепалеоценовые *Cerodinium speciosum* (*C. speciosum* – *Alterbidinium circulum*) и *Apectodinium homomorphum*.

МАТЕРИАЛ

Палинокомплексы палеоцена изучены по 23 пробам, отобранным в междуречье рр. Ятрия и

Ляпин в канавах из отложений талицкой (№№ 519/2, 520 и 522) и серовской (554/6, 554 и 552) свит, из нерасчлененных мел-палеогеновых отложений (пробы №№ 6 и 8), а также – талицкой свиты, вскрытой скважинами 21-к, 22-к и 25-к, пробуренных в междуречье Сыни, Хулги, Кемпаж и Малой Оби (рис. 1). Эта территория относится к северной части Зауральского литолого-фациального района Западно-Сибирской плиты. Для сравнения приведены обобщенные результаты спорово-пыльцевого анализа отложений верхней части тибейсалинской свиты. Талицкая свита в исследуемом районе наиболее полно представлена в разрезе скважины 25-к (рис. 2). Мощность свиты 151.5 м (237.5–86.0 м). В данном разрезе выделяются две пачки. Нижняя в интервале глубин 237.5–185.0 м характеризуется переслаиванием глин зеленовато-серых, темно-коричневых, с глауконитовым песком, с маломощными прослоями алевритов, песков, алевритов песчано-глинистых, обогащенных гравием и галькой полимиктового состава и песчанников мелкозернистых, слюдястых; отмечается пирит, сидерит, редкие органические остатки. Верхняя пачка (интервал 185.0–86.0 м) с размывом залегает на нижней и представлена глиной, в отдельных интервалах – песчаной, зеленовато-серой, слюдястой, с линзочками и гнездами алеврита и алевритового песка, с включениями пирита, мелких бурых обломков раковин, с ходами илоедов, с прослоями черных глин; в кровле – глина и алеврит коричневые, хорошо сортированные с присыпками глауконитового песка, с включениями пирита, с присыпками песчаника. Отобрано 7 проб: № 186 (213.5 м); № 184 (212.0 м); № 180 (208.0 м); № 174 (202.0 м); № 169 (197.0 м); № 156 (184.5 м); № 106 (120.0 м).

В разрезе скважины 22-к (166.5–106.5 м) отложения талицкой свиты насыщены глауконитом и представлены алевритом глинистым черно-зеленым с маломощными прослоями тонкозернистых серых песчанников и тонкослоистых зеленых глин, в кровле – алевритом зеленоватого цвета, с прослойками и линзочками песка; часто отмечается пирит, редко – древесные остатки. Мощность свиты 60.0 м. Пробы отобраны с глубин 166.2 м (№ 155); 166.0 м (№ 155); 154.0 м (№ 145); 143.2 м (№ 136); 131.0 м (№ 129); 130.0 м (№ 127); 119.0 м (№ 118).

В скв. 21-к талицкая свита имеет наименьшую мощность (150.0–144.0 м) и представлена глиной черной с зеленоватым оттенком, однородной с редким гравием кварца. Отобрана одна проба (№ 128) с глубины 145.0 м. Отложения палеоцена скв. 21-к, 22-к и 25-к залегают с размывом на отложениях верхнего мела (березовская свита) и перекрываются также с размывом образованиями неогена. В пробах № 519/2 и № 520 талицкая свита представлена алевритом серым опоквидным, а в пробе № 522 – алевритом с глауконитом.

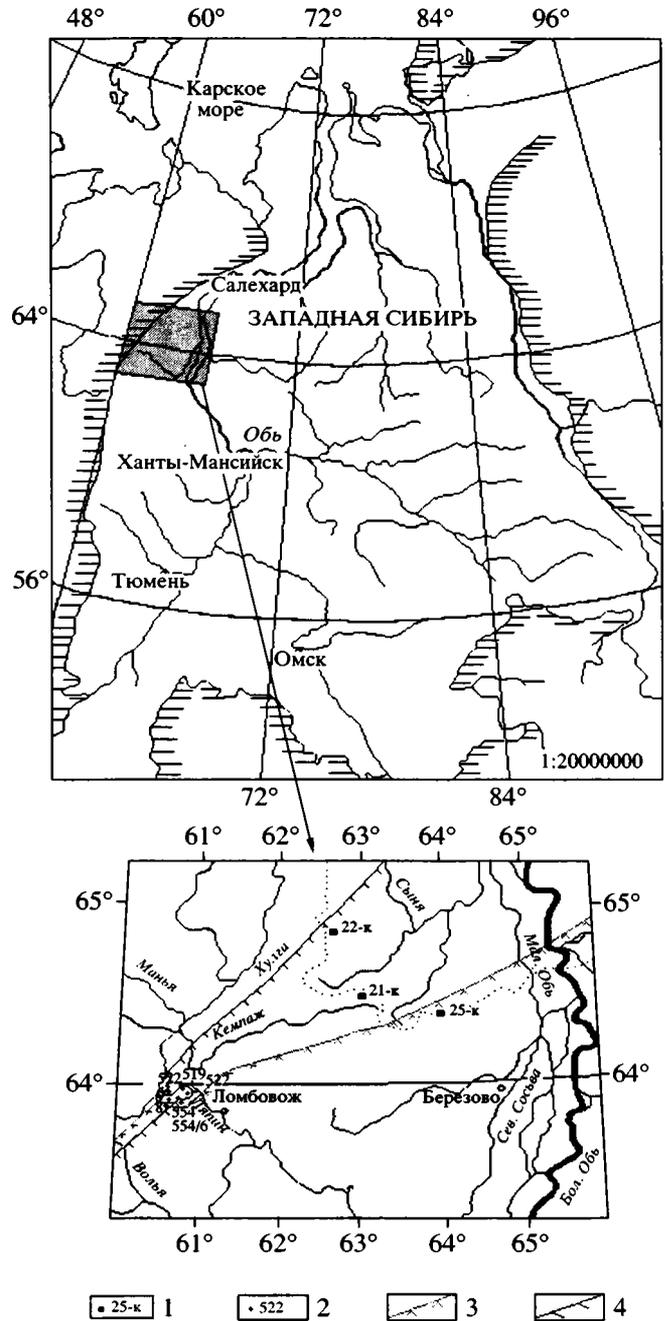


Рис. 1. Схема расположения исследуемых скважин и проб.

1 – номер скважины; 2 – номер пробы; 3 – граница нижнепалеоценовых отложений морского генезиса по полученным результатам; 4 – граница верхнепалеоценовых отложений морского генезиса по полученным результатам.

Пробы №№ 6 и 8 представлены глиной серой. Глубина отбора каждой пробы 1.0 м. Серовская свита представлена песком мелкозернистым светло-серым в пробе № 554/6 (2.0 м) и серым алевритом в пробах № 554 (0.5 м) и № 552 (1.3 м).

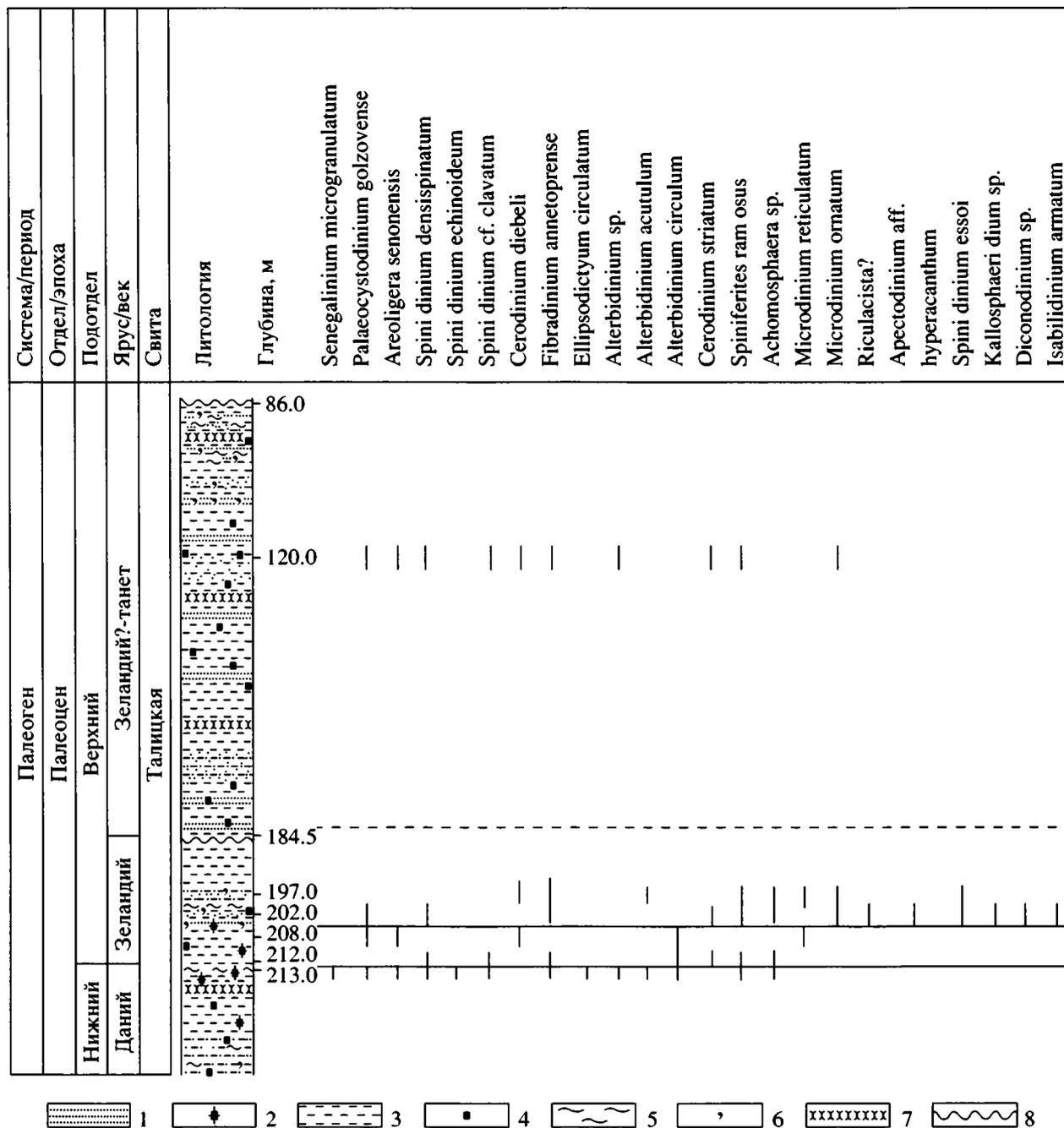


Рис. 2. Распространение органикостенного микрофитопланктона в талицкой свите скв. 25-к Нижнеобской площади. 1 – песок; 2 – сидерит; 3 – глина; 4 – пирит; 5 – алеврит; 6 – глауконит; 7 – песчанник; 8 – поверхность размыва.

МЕТОДИКА

Химическая обработка образцов горных пород производилась сепарационным методом В.П. Гричука (Пыльцевой анализ, 1950) с дальнейшим центрифугированием мацерата в тяжелой жидкости (уд. вес 2.35). Для лучшего качества проработки органических оболочек использован метод ацетализа. Кремнистые породы подвер-

лись воздействию плавиковой кислоты: 1) после обработки навесок 10%-ной щелочью, но до центрифугирования с тяжелой жидкостью; 2) после полной обработки пород (Дедович, 1983). Диагностика микрофитофоссилий производилась с помощью микроскопов марки “Биолам R-17” и “Laboval 4” при 400-кратном и 600-кратном увеличении во временных и постоянных препаратах. Последние изготовлены с использованием глице-

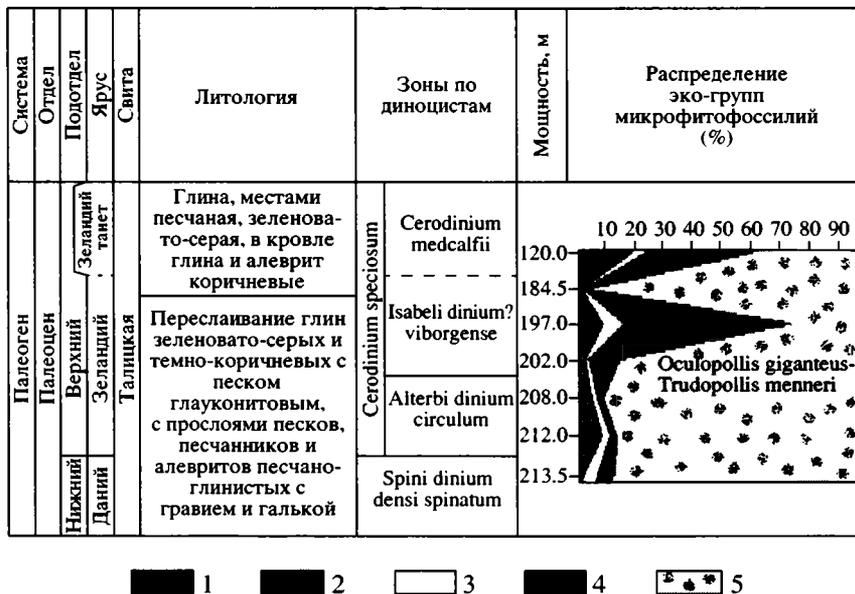


Рис. 3. Распределение эко-групп микрофитофоссилий в талицкой свите скв. 25-к Нижнеобской площади.

1 – *Areoligera* – *Spiniferites* – *Hystrihosphaeridium* – *Cordosphaeridium*; 2 – “*Deflandrea*”; 3 – другие диноцисты; 4 – акритархи и прازیнофиты; 5 – споры и пыльца.

геновыми шкалами Западно-Европейских палеобассейнов, охарактеризованных наннопланктоном и планктонными фораминиферами, позволяет использовать для стратиграфии и определения времени образования Западно-Сибирских палеогеновых осадков ярусы общей стратиграфической шкалы. С этой целью использованы схемы зонального деления палеогена (и палеоцена в частности), разработанные С. Neilman-Clausen (1985, 1994), A.J. Powell (1992), а также унифицированная региональная схема палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины (Унифицированные региональные..., 2001).

Для палеоэкологических реконструкций в составе микрофитопланктона выделены группы, объединяющие: 1) роды *Spiniferites*, *Areoligera*, *Cordosphaeridium*, *Hystrihosphaeridium*; 2) “*Deflandrea*”; 3) *Microdinium*; 4) другие диноцисты, 5) другие акритархи и прازیнофиты. Показателем “открытого моря” с нормальной соленостью является присутствие *Spiniferites*, *Areoligera*, *Cordosphaeridium* и *Hystrihosphaeridium*. Индикаторам пониженной солености и лагунных (эстуарных) условий осадконакопления может служить преобладание в ассоциации *Deflandrea* и *Wetzelielloidae*, низкий показатель коэффициента мористости, низкое или умеренное рассеяние видов при доминировании 1–2 видов диноцист, массовое развитие акритарх (Ахметьев, Запорожец, 1996; Downie, Hussain, Williams, 1971; Du Chene, Adediran, 1984; Kothe, 1990). В составе спорово-пыльцевых спектров доминирование каких-либо жизненных форм указывает на тип растительных сообществ.

Предполагаемые филогенетические связи пыльцы ископаемых и современных растений позволяют предполагать развитие тропических и субтропических ассоциаций. Используются данные (Гольберт и др., 1977) по трем эко-группам палинофлоры: пыльца гигромезофильных растений, ксерофитов и эврифитов, позволяющие в некоторой мере судить о климатических параметрах и, косвенно, о рельефе (Манькин, 1973).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Все пробы содержат споры, пыльцу и, в той или иной мере, водорослеподобные оболочки, определяемые как *Acritarcha* и *Prasinophyceae*. Талицкая свита (исключая пробы 519/2 и 520) и серовская вмещают цисты динофлагеллат. Наиболее полно охарактеризована диноцистами и спорово-пыльцевыми комплексами талицкая свита в скв. 25-к. Установлено 4 комплекса диноцист:

1 комплекс (213.5 м) содержит виды рода *Spini-dinium* (*S. densispinatum* Stenley, *S. clavatum* Harland, *S. echinoideum* (Cookson et Eisenak) Lentin et Williams), а также *Areoligera senonensis* Lejeune-Carpentier, *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg) Loeblich et Loeblich, *Achomosphaera* sp., *Palaeocystodinium golzovense* Alberti, *Fibradinium annetoprense* Morgenroth, *Ellipsoidictyum circulatum* (Clarke et Verdier) Lentin et Williams, *Senegalinium* sp. cf. *S. microgranulatum* (Stenly) Stover et Evitt, *Alterbidinium* sp., *A. acutum* (Wilson) Lentin et Williams, *A. circulum* (Heilmann-Clausen) Lentin et Williams (последний

содержится в единственном экземпляре, “вспышка” его численности наблюдается выше, во втором комплексе). Кроме того, в небольшом количестве отмечены акритархи и прازیнофиты *Microhystridium* sp., *Paucilobimorpha apiculata* (Cookson et Eisenack) Prossl, *Verichachium* sp., *Ovoidites* sp., *Comasphaeridium multispinosum* (Pfstiels) DE Coninck. Содержание органикостенного микрофитопланктона 12.9%. В спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца голосеменных (54.0%) за счет *Inaperturopollenites* sp. (Taxodiaceae) – 44.1%, единично присутствуют *Pinuspollenites* sp., *Piceapollenites* sp., *Podocarpus giganteus* Zakl., *Cedrus* sp., *Sciadopitys* sp. Споровую часть составляют верхнемеловые реликты *Gleichenioidites* sp., *G. senonicus* (Ross.) Grig., *Gleichenia laeta* Bolch., *Gleichenia delicata* Bolch., *Cicatricisporites* sp., *Lygodium japoniciforme* E. Iv., *Appendicisporites* sp., *Verrucatosporites* sp., *Laevigatosporites* sp., *Stereisporites* с характерными для палеоцена видами *Sphagnum putillum* var. *tenuissimum* Droch. et Purl., *Sh. regium* Drozh. и *Sh. australe* Cook. et Pike. Пыльца покрытосеменных содержит представителей стеммы *Normapolles* (*Oculopollis giganteus* Zakl., *Trudopolis protrudens* Pflug, *T. nonperfectus* Pflug, *Simplocacites* sp.), единичные *Orbicularpollis globisus* Clonova, *Anacolosidites insignis* Samoil., *Azonia fabacea* Samoil., *Subtriporopollenites anuloidae* formen, *Stephanopollenites* sp., *S. pentaradiatus* Krutzsch, а также *Tricolporopollenites* cf. *oviformis* (R. Pot.) Kedves, *Triatriopollenites confusus* Zakl., *Tricolpites microreticulata* type, описанных из палеоцена Западной Сибири (Заклинская, 1963) и Западной Европы (Pflug, 1953; Kunert et Lenk, 1964; Krutzsch et Vanhoorn, 1977). В основном эта тенденция наблюдается по всему разрезу, исключая пробу № 106 (120.0 м), в которой доминируют покрытосеменные.

Комплекс 2 (212.0 и 208,0м) отличается появлением в составе диноцист *Cerodinium speciosum* (Alberti) Lentin et Williams, *Cerodinium diebelii* (Alberti) Lentin et Williams, *Isabelidinium* sp., *Microdinium reticulatum* Vozzhennikova, в пробе с 212.0 м в составе водорослей доминирует *Alterbidinium circulum* Heilmann-Clausen, возрастает содержание *Areoligera senonensis* Lejeune-Carpentier; акритархи единичны. Изменения в составе микрофитопланктона сопровождаются изменениями в спорово-пыльцевом спектре: увеличивается количество пыльцы *Anacolosidites insignis*, появляется *Quercites sparsus* (Mart.) Samoil., а в споровой части доминируют *Sphagnum putillum*, что характерно для верхнепалеоценовых палинокомплексов (Дрожащих, 1983). *Inaperturopollenites* spp. (Taxodiaceae) содержится в пределах 32.2–44.2%. Пыльца покрытосеменных не менее разнообразна, чем в комплексе 1, но несколько возрастает количество и видовое разнообразие *Postnormapolles* Pflug (*Triatriopollenites pseudoureusis* Pfl., *Triatriopollenites*

myricoides Kremp., *Triatriopollenites roboratus* Thomps. et Pflug).

Комплекс 3 (202.0 м; 197.0 м; 184.5 м). В пробах с 202.0 м (на контакте зеленовато-серой светлой глины и темно-серой глины) и с 184.0 м определен *Isabelidinium? viborgense* Heilmann-Clausen. *Alterbidinium circulum* отсутствует, но другие виды предшествующего комплекса встречены и на этом уровне. Появляются *Microdinium ornatum* Cookson et Eisenack, *Microdinium perplexum* Soncini et Rauscher, *Riculacysta* sp., *Apectodinium* aff. *hyperacanthum* (Cookson et Eisenack) Lentin et Williams, *Kallosphaeridium* sp., *Hystrichosphaeridium* sp., *Fibrocysta* sp. aff. *F. vectensis* (Eaton) Stover et Evitt, *Hafniasphaera septata* (Cookson et Eisenack) Hansen, *Operculodinium* sp., *Thalassiphora pelagica* (Eisenack) Eisenack et Gocht, *Escharisphaeridia senegalensis* Ian du Chene, *Spinidinium essoii* Cookson et Eisenack, *Diconodinium* sp., *Elipsodictyum circulatum* (Clarke et Verdier) Lentin et Williams, *Isabelidinium* aff. *armatum* (Cookson et Eisenack) Lindgren, *Laciniadinium williamsii* Ioannides, *Chatangiella* sp., *Isabelidinium* aff. *cooksoni* (Alberti) Lentin et Williams. Некоторые из них определены только в этом комплексе и, возможно, часть из них переотложена. Другие проходят выше (*Fibrocysta* sp. aff. *F. vectensis*, *H. septata*, *E. senegalensis*, *M. ornatum*, *M. perplexum*, *Hystrichosphaeridium* sp.). В состав ассоциации диноцист входят также *Cerodinium striatum*, *C. diebelii*, *Spiniferites ramosus*, *Spinidinium densispinatum*, *Palaecocystodinium golzovense*, *Fibrodinium annetorgense*, отмечаемые ранее. Увеличивается количество акритарх с максимумом в пробе с 197.0 м (54.6%). Спорово-пыльцевой спектр нижней пробы практически не отличается от ранее описанного. В средней части интервала распространения этого комплекса количество спор и пыльцы заметно снижается. В пробе №156 (184.5 м), отобранной из слоя с галькой магматической породы, получен обедненный комплекс спор, пыльцы и органикостенного микрофитопланктона. Последний составляют единичные экземпляры *Isabelidinium? viborgense*, *Apectodinium* sp. (деформирован), *Thalassiphora* af. *pelagica*, *Escharisphaeridia senegalensis*, *Acritarcha*. В целом спорово-пыльцевая часть комплекса характеризуется преобладанием *Inaperturopollenites* spp., характерны *Sphagnum putillum*, *S. regium*, представители *Postnormapolles* Pflug и *Normapolles* Pflug, появляется незначительное количество *Tricolporopollenites* sp., *Tricolpites* sp., *Platycariapollis*, *Caryapollenites*, *Interpollis suppligensis* (Pfl.) Krutzsch.

Комплекс 4 (120.0 м) характеризуется большим количеством и видовым разнообразием мiosпор и органикостенного микрофитопланктона. Последний объединяет 33% диноцист и 36.7% акритарх и прازیнофитов (*Cerodinium speciosum*, *C. striatum*, *C. diebelii*, *C. medcalfii* (Stover) Lentin et Williams, *Palaecocystodinium golzovense*, *Areoligera*

senonensis, Spinidinium densispinatum, Fibradinium annetoprense, Spiniferites ramosus, S. scabrosus Clarke et Verdier, Lingulodinium sp., Achomosphaera aff. ramulifera (Deflandre) Evitt, Achomosphaera aff. sagnea Davey et Williams, Hafniasphaera septata, H. fluens Hansen, Microdinium ornatum, M. perplexum, Hystrichosphaeridium sp., H. tubiferum (Ehrenburg) Deflandre, Fibrocysta sp. aff. F. vectensis, E. senegalensis, Isabelidium bakeri (Deflandre et Cookson) Lentin et Williams, Kallospgaeridium yurobaense du Chêne et Adediran, Elytrocysta druggii Stover et Evitt, Acritarcha spp., Fromea laevigata (Jiabo) Lentin et Williams, Crassosphaera sp., Crassosphaera? minima DE Coninck, Cymactiosphaera tortuosa DE Coninck, Comasphaeridium multispinosum (Pastiels) DE Coninck, Membranosphaera sp. B DE Coninck. Группа "Areoligera-Spiniferites-Hystrichosphaeridium-Cordosphaeridium" достигает 16.5%. Это указывает на большую глубину бассейна в позднем зelandий-начале танета по сравнению с временем образования осадков интервала 213.5–184.5 м. Споры и пыльца составляют 29.9% и только в этом комплексе доминируют покрытосеменные. Количество голосеменных снизилось до 11.9%. Покрытосеменные представлены преимущественно пыльцой Normapolles Pfl. (49.7%), превалируют виды рода Oculopollis (O. baculotrudens (Pfl.) Zakl., O. praedicatus Weyl. et Krieg., O. fossulotrudens (Pfl.) Zakl., O. giganteus Zakl.) и рода Trudopollis (T. menneri Zakl., T. nonperfectus Pflug, Trudopollis retigressus Weyland et Krieger), присутствуют единичные Nudopollis sp., Sporopollis elaeagnoides Zakl., Triatriopollenites rurobituites (Pfl.) Pflug, Triporopollenites sp., T. robustus Pflug., Tricolporopollenites sp., Tricolpites sp., Quercites sparsus, Aquilapollenites sp., Orbiculapollis globosus. Таким образом, спорово-пыльцевой комплекс является составной частью зоны распространения Oculapollis globosus и Trudopollis menneri. Такая последовательность в распределении миоспор по разрезу скважины 25-к может объясняться местными, локальными, условиями: большое количество спор сфагновых мхов, различных папоротников и пыльцы таксодиевых в нижней части разреза указывает на высокую влажность, близость обширной заболачиваемой территории, небольшую глубину бассейна, особенно во время накопления осадков проб 202.0–197.0 м с содержанием акритарх и празиофитов 16.3–54.6%. Кроме того, отмечается сходство спорово-пыльцевых комплексов с таковыми тибейсалинской свиты, обе подсвиты которой характеризуются высоким содержанием спор Sphagnum spp. и пыльцы Taxodiaceae (Кулахметов, 1965).

Возрастная оценка комплексов 1 и 2 наиболее затруднительна, поскольку зона Spinidinium densispinatum в палеогеновой схеме Западно-Сибирской равнины не указывается в качестве характерного комплекса палеоцена, а Alterbidinium circulum и Cerodinium speciosum рассматриваются в

качестве зональных видов зоны DN2, соответствующей большей части зelandия. О.Н. Васильевой (2001) поднимается вопрос о возможно более древнем возрасте комплекса A. circulum – C. speciosum. В нижней части разреза скв. 25-к проба № 186 (213.5 м) содержит единичные Alterbidinium circulum совместно с Spinidinium densispinatum. В пробе № 184 (212.0 м) "вспышка численности" A. circulum сопровождается первым появлением C. speciosum. Поэтому в интервале распространения A. circulum выделено два комплекса. Комплекс 1 (213.5 м) сопоставляется с зоной Viborg 1, установленной в датских известняках Danian Limenstone (Heilmann-Clausen, 1985), которые датируются (Ali и др., 1994; Heilmann-Clausen, 1994) поздним данием раннего палеоцена в объеме зон по наннопланктону NP3 (часть)-NP4 (часть). Зону Spinidinium densispinatum, выделенную между первым появлением S. densispinatum и первым появлением C. speciosum, A.J. Powell (1992) сопоставляет с зоной Viborg 1 и датирует ранним танетом (зelandий – в соответствии с Berggren, 1994) позднего палеоцена. Однако первое появление зонального вида в разных регионах отмечается с дания (Chronostratigraphy, 1998; Brinkhuis и др., 1994; Heilmann-Clausen, 1994). Зональный вид Cerodinium speciosum в Дании появляется в основании зоны Viborg 2 формации Kerteminde Marl – нижней зоны зelandского яруса (Heilmann-Clausen, 1994). На этом основании комплекс 1 датируется поздним данием раннего палеоцена, а комплекс 2 ранним зelandием позднего палеоцена.

Комплекс 3 сопоставим с Viborg zone 2 (часть) и Cerodinium speciosum Biozone (Powell, 1992). Возможно он охватывает больший стратиграфический диапазон (Viborg zone 3 и Palaerperidinium rugophorum Biozone), но в верхней части интервала распространения комплекса, выше поверхности размыва (184.5 м), палинокомплекс значительно обеднен, что затрудняет определение его верхней границы. Возраст отложений, вмещающих комплекс 3, – поздний палеоцен (средний – поздний? зelandий). Этому выводу не противоречит находка Apectodinium aff. hyperacanthum (Cookson et Eisenack) Lentin et Williams, так как первое появление этого вида в Северной Атлантике отмечается на уровне, близком границе дания и зelandия (Chronostratigraphy, 1998).

Комплекс 4 с Cerodinium medcalfii и Isabelidium bakerii не содержит Isabelidium? viborgense. Cerodinium medcalfii определен (Heilmann-Clausen, 1985; 1994) в составе зоны Viborg 4 формации Holmehus (поздний зelandий-ранний танет). A.J. Powell (1992) зону Viborg 4 коррелирует с зоной североморского бассейна Alisocysta margarita (танет). Присутствие в комплексе 4 Cerodinium speciosum, C. diebelii, C. striatum, Fibradinium annetoprense указывает на то, что образование осадков пробы № 106 (120.0 м) происходило не позже

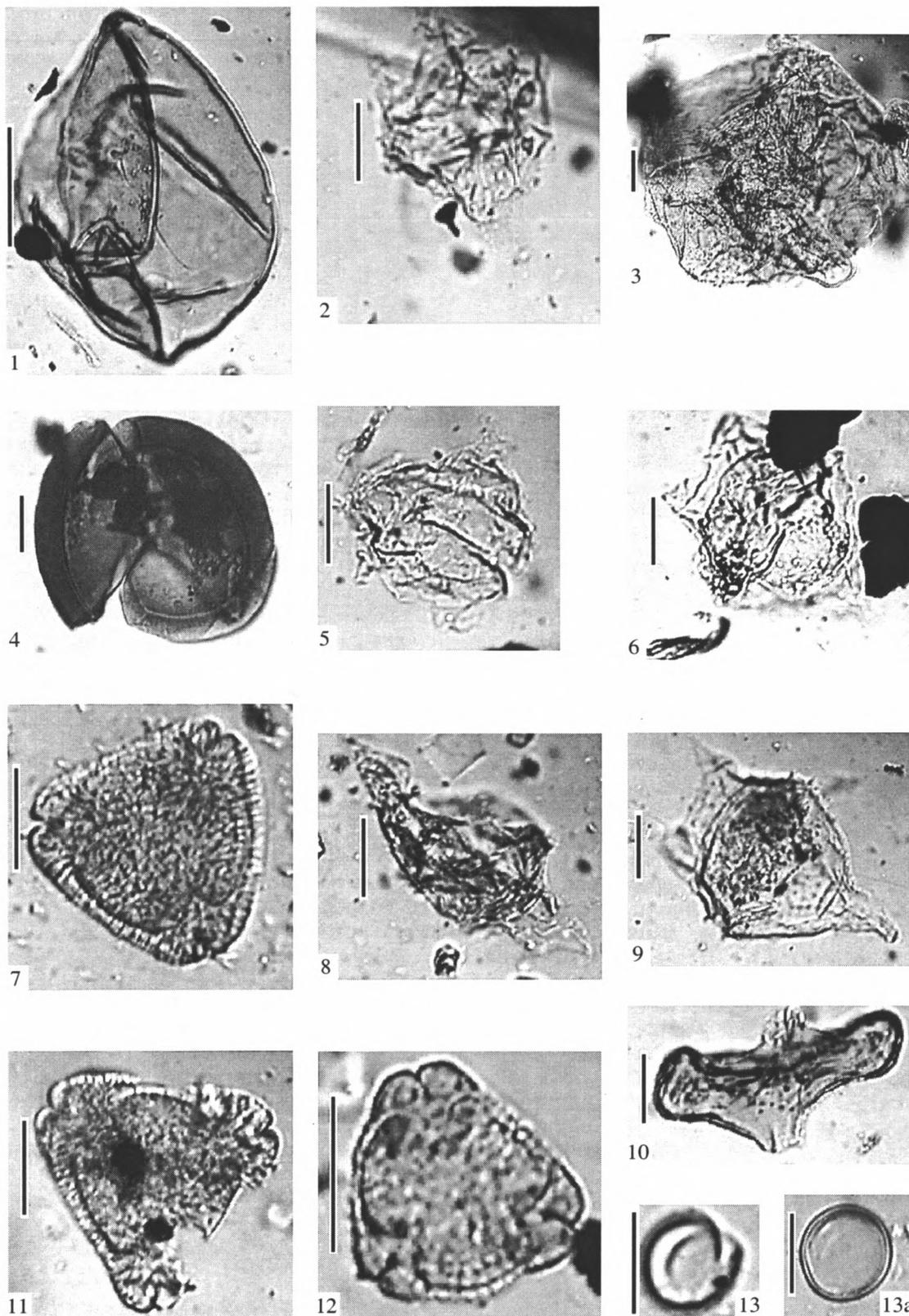


Таблица I. Микрофитофоссилии талицкой свиты (проба № 522). Размер линейки в каждом кадре соответствует 25 мкм.

1 – *Leiosphaeridia* sp.; 2, 5 – *Cerodinium* sp.; 3 – *Muratodinium* sp.; 4 – *Thycthodiscus* sp.; 6 – *Cerodinium medcalii* Stover; 7, 11 – *Oculopollis sibiricus* Zaklinskaja; 8 – *Cerodinium diebeli* (Alberti) Vozzhennikova; 9 – *C. striatum* (Drugg) Lentin et Williams; 10 – *Aquilapollenites* sp.; 12 – *Oculopollis* aff. *giganteus* Zaklinskaja; 13, 13a – *Crassosphaera*? sp.

раннего танета, так как верхняя граница распространения этих видов диноцист не выходит за верхний предел наннопланктонной зоны NP 7 (Powell, 1992). Возраст комплекса 4 – поздний палеоцен в объеме позднего зelandия – раннего танета. Позднепалеоценовая датировка комплексов 3 и 4 дополнительно подтверждается присутствием в них вида, определенного N. S. Ioannides (1986) как *Fibrocysta* sp. aff. *F. vectensis* (Eaton) Stover et Evitt в верхнепалеоценовых отложениях (зоны IV и IVa 'Twospout Creek' section и Sout Coast section) на островах Арктического архипелага.

В отложениях талицкой свиты скв. 21-к (проба № 128, глубина 145.0 м) установлен комплекс, подобный описанному в скв. 25-к с глубины 120.0 м. Однако присутствующая в нем *Alisocysta* sp. 2 Heilmann-Clausen ограничивает возрастной интервал ранним танетом. В спорово-пыльцевом спектре доминируют покрытосеменные (из них *Normapolles* 25.6%), в группе спор – *Sphagnum putillum* (9.7%), в группе голосеменных большее значение приобретает пыльца сосен (10.4%).

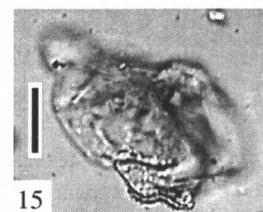
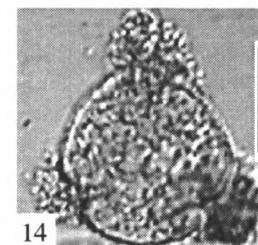
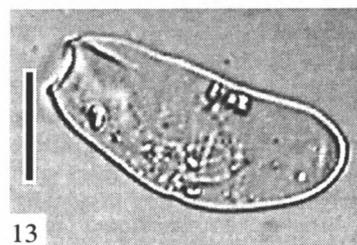
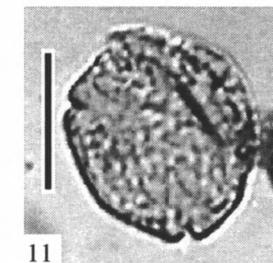
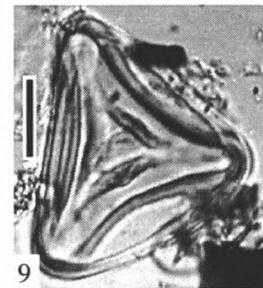
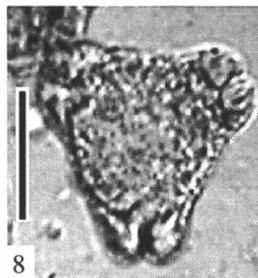
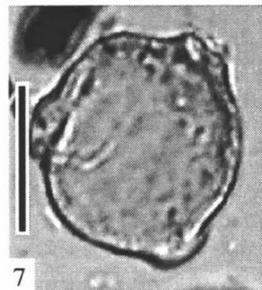
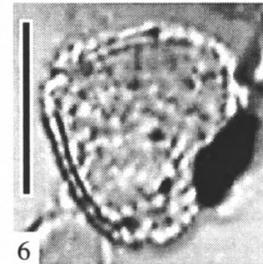
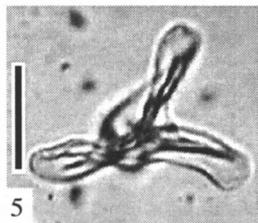
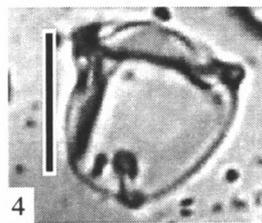
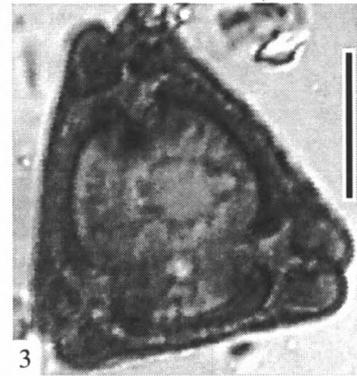
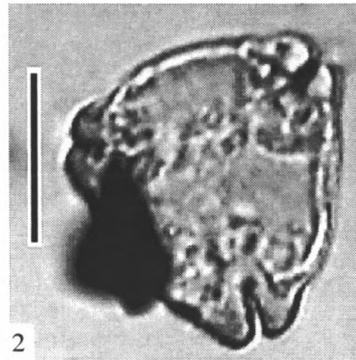
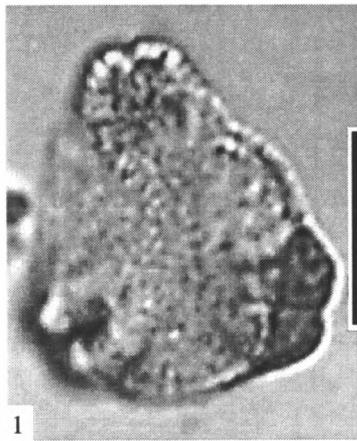
Микрофитофоссилии талицкой свиты скв. 22-к составляют единый палинокомплекс, аналогичный комплексу пробы № 106 (120.0 м) скв. 25-к. Отличия в отдельных пробах заключаются не столько в видовом разнообразии, сколько в варьировании количества спор, пыльцы, диноцист и акритарх. Вероятно, это связано с изменением глубины и солености бассейна. Отмечается тенденция к снижению общего количества пыльцы и усилению роли спор глейхениевых папоротников в тех пробах, в которых увеличивается содержание водорослей с преобладанием акритарх. В составе органикостенного микрофитопланктона – *Cerodinium speciosum*, *Palaeocystodinium golzovense*, *Spinidinium* aff. *densispinatum*, *Fibradinium annetoprense*, *Spiniferites ramosus*, *S. cornutus* (Gerlach) Stover et Handerbol, *Microdinium reticulatum*, *Hystriosphera tubiferum*, *Fibrocysta* sp. aff. *F. vectensis*, *Isabelidinium bakeri*, *Kallosphaeridium* sp., *Thalassiphora inflata* Heilmann-Clausen, *Escharisphaeridium senegalensis*, *Acritarcha* spp., *Fromea laevigata*, *F. aff. chytra* (Drugg) Stover et Evitt, *Crassosphaera?* sp., *C.? minima* DE Coninck, *Cymactiosphaera tortuosa* DE Coninck, *Comasphaeridium multispinosum* (Pastiels) DE Coninck, *Membranosphaera* sp. В DE Coninck, спорадически отмечаемые *Pterospermella* sp., *Ovoidites* sp., *Leiosphaeridia* sp. Возраст отложений позд-

ний зelandий – ранний танет. Большое количество акритарх может указывать на осадконакопление в условиях лагун или морского мелководья, при этом влажный и теплый климат способствовал расселению папоротников на участках суши, периодически освобождавшихся от моря.

Палинокомплексы талицкой свиты в пробах №№ 522, 520 и 519/2 содержат значительно обедненные ассоциации микрофитопланктона (табл. I, II). В пробе 522 определены *Cerodinium medcalfii* (4.5%), единичные экземпляры *Kallosphaeridium jurobaense*, *Trithyrodinium* sp., *Phelodinium?* sp., *Dinocyst* sp., *Comasphaeridium multispinosum*, *Cimactiosphaera tortuosa*, *Pterospermella* sp., *Ovoidites* sp., *Fromea laevigata*, *Baltisphaeridium* sp., *Planctonites* sp. и большое количество *Acritarcha* spp. (20.1%). В спорово-пыльцевом спектре доминируют покрытосеменные (53.9%), преобладает стемма *Postnormapolles* Pflug (17.3%), включающая *Triatriopollenites arboratus* Pfl., *T. rorubituities* Pfl., *T. roboratus* Pfl., *T. Plicoides* Zakl., *T. pseudorurensis* Zakl., *Casuarinidites cainozoicus* Cook. et Pike, *Triporopollenites* sp., *T. robustus* Pfl., *T. aff. giganteus* Pfl. Стемма *Normapolles* (10.5%) содержит *Oculopollis giganteus*, *O. sibiricus*, *O. pertinax* Pfl., *Trudopollis nonperfectus*, *T. retigressus*, *Pompeckjoidae-pollenites subhercinicus* W. Kr., *Basopollis orthobasalis* Pfl., *Nudopollis terminalis* Pfl. subsp. f. sp. *hastiformis* Pfl., *Extratripolipollenites clarus* Pfl. Кроме того, отмечены *Anacolosidites insignis* (3.8%), *Quercites sparsus* (3.3%), *Orbicularpollis globosus*, *Aquilapollenites* sp. В группе голосеменных преобладает пыльца *Pinaceae*, большей частью деформированная, в споровой – *Gleicheniaceae*. Отличие палинокомплексов в пробах №№ 519/2 и 520 заключается в отсутствии диноцист и незначительном присутствии акритарх. В спорово-пыльцевом спектре пробы № 520 доминируют голосеменные (46.2%) с высоким содержанием *Inaperturopollenites* (*Taxodiaceae*) до 22.7%; отсутствуют представители *Oculapollis*, *Aquilapollenites* и *Orbicularpollis*; количество *Quercites sparsus* достигает 5.4%, отмечаются *Sphagnum putillum*. По составу голосеменных палинокомплекс пробы № 519/2 близок к таковому в пробе № 522, а по составу покрытосеменных – палинокомплексу в пробе № 520. Это, вероятно, объясняется фациальными особенностями. Возраст отложений пробы № 522 – поздний палеоцен (поздний зelandий).

Т а б л и ц а II. Микрофитофоссилии талицкой свиты (проба № 522). Размер линейки в каждом кадре соответствует 25 мкм.

1 – *Oculopollis giganteus* Zaklinskaja; 2 – *O. aff. praedicatus* Weiland et Krieg.; 3 – *Trudopollis abnormis* Zaklinskaja; 4 – *Orbicularpollis globosus* Chlonova; 5 – *Mancicorpus* sp.; 6 – *Triatriopollenites* aff. *T. roboratus* Pflug; 7 – *Casuariniidites cainozoicus* Cookson et Pike; 8 – *Trudopollis nonperfectus* Pflug; 9 – *Gleicheniidites senonicus* (Ross.) Grigorjeva; 10 – *Trudopollis menneri* Zaklinskaja; 11 – *Oculopollis* aff. *fossulotrudens* (Pfl.) Zaklinskaja; 12 – *Sporopollis microsulcatus* typ (*Simplocas scabripollina* Traverse); 13 – *Fromea laevigata* (Jiabo) Lentin et Williams; 14 – *Oculopollis sibiricus* Zaklinskaja (деформирован); 15 – *Proteacidites* sp.



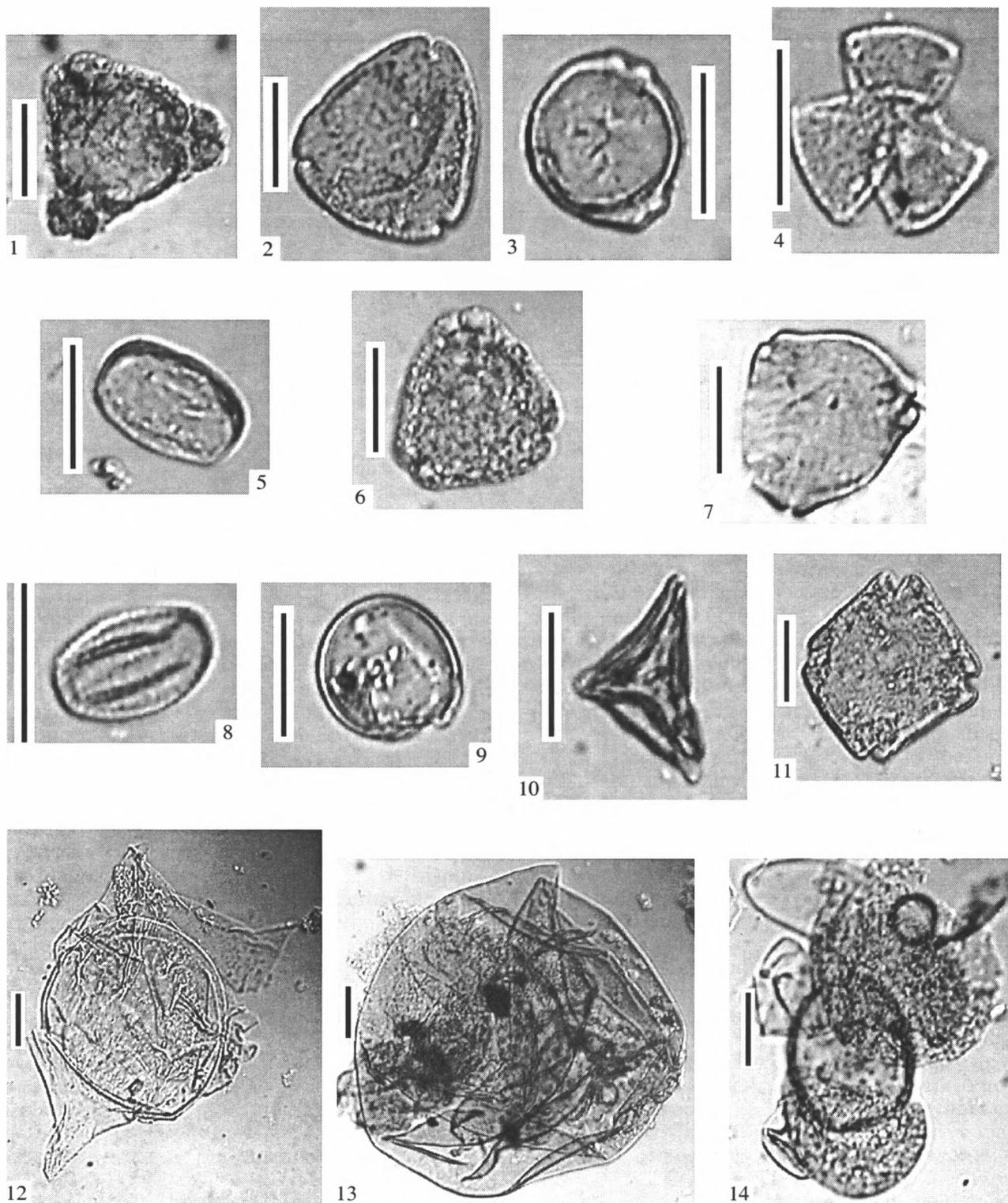


Таблица III. Микрофитофоссилии серовской свиты (проба № 554/6). Размер линейки в каждом кадре соответствует 25 мкм.

1 – *Trudopollis nonperfectus* Pflug; 2 – *Triatriopollenites* aff. *roboratus* Pflug; 3 – *Tripoporopollenites palaeobetuloides* Krutzsch et Vanhoorn; 4 – *Tricolporopollenites genuinus* R. Potonie; 5 – *Quercites vesca* Agran; 6 – *Trudopollis rugosus* (Mart.) Zakl.; 7 – *Triatriopollenites myricoides* Kremp.; 8 – *Tricolporopollenites gracitricolpatus* Krutzsch et Vanhoorn; 9 – *Acritarcha* sp.; 10 – *Sporopollis elaeagnoides* Zakl.; 11 – *Tetrapollis* aff. *competitor* Weil. et Krig.; 12 – *Deflandrea oebisfeldensis* Alberti; 13 – *Leiosphaeridia* sp.; 14 – *Podocarpus* sp.

дий – ранний танет?). Осадки пробы 520 и 519/2 формировались в раннетанетское время. В верхнетибейсалинской подсвите, вскрытой скважинами 1 (402.5 м), 3 (интервал 385.5–170.5 м), 6 (300.0–221.0 м) и 8 (241.5–186.0 м) на Ямале и скважинами 41 (288.0–287.0 м), 42 (200.0 м) и 49 (284.0–282.0 м) – на Тазовском полуострове (Ямало-Тазовский литолого-фациальный район), выделены спорово-пыльцевые комплексы, подобные таковым в пробе № 520. Содержание *Stereisporites* (*Sphagnum*) достигает 11.0–24.2%, пыльцы *Taxodiaceae* 30.0–66.9%, покрытосеменных до 45.0% с характерными таксонами *Anacolosidites insignis* Samoil. и *Trudopollis menneri*, встречается *Regina excelsa* Samoil., водоросли не обнаружены (Семочкина и др., 1994).

Палинокомплексы из нерасчлененных мел-палеогеновых отложений в пробах №№ 6 и 8 (глина серая) имеют более древний облик, содержат однотипные спорово-пыльцевые спектры и единичные водорослеподобные оболочки (*Ovoidites* sp., *Pterospermella* sp., *Cymactiosphaera tortuosa*). Наряду с ними в пробе № 8 обнаружены единичные цисты *Cerodinium striatum*. Миоспоры характеризуются преобладанием пыльцы покрытосеменных (39.0–63.0%), состоящей в основном из представителей *Normapolles Pflug* (*Oculapollis giganteus*, *O sibiricus*, *Nudopollis minutus* Zakl., *N. thiergartii* Pfl., *Basopollis* sp., *Pompeckjoidaeipollenites subhercinicus*). Пыльца голосеменных варьирует в пределах 13–34% (*Pinaceae* gen. sp., *Pinuspollenites* sp., *Piceapollenites* sp., *Cedrus* sp.). Споры составляют 24–27% и представлены верхнемеловыми реликтами, имеющими распространение и в раннем палеоцене (*Gleichenia* sp., *G. delicata*, *G. laeta*, *G. rasilis* Bolch., *Gleicheniidites senonicus* Grig., *Lygodium japoniciforme*, *Cicatricosisporites* sp., *Appendicisporites* sp., *Selaginella sanguinolenta* (L.) Spring., *Lycopodiumsporites* sp., *Polypodiumsporites* sp., *Stereisporites* sp., *Divisisporites euskirchenensis*, *Leiotriletes gradatus* (Mal.) Bolch., *Leiotriletes* sp.). Возраст отложений – ранний палеоцен (датский ярус).

Спорово-пыльцевые комплексы талицкой свиты восточного склона Урала изучены Н.Б. Дрожащих (1983). Палинокомплекс нижнеталицкой подсвиты *Trudopollis menneri* – *T. major* – *Nudopollis tiergartii* – *Oculapollis solidus* датирован ранним палеоценом. Верхнеталицкий палинокомплекс подсвиты *Trudopollis menneri* – *Triatriopollenites aroboratus* – *Anacolosidites insignis*, по данным этого автора, появляется в разрезе сразу под опоковидными глинами и никогда не опускается ниже подошвы слоев фораминиферовой зоны *Cibicoides favorabilis*–*Gemellides lunatus*. Комплексы *Trudopollis menneri* – *Nudopollis endangulatus* – *Triatriopollenites aroboratus* (в нижней части талицкой свиты, зона *Cibicides incognitus*) и *Oculapollis baculotrudens* – *Extratropipollenites clarus*

(в осадках пресноводной свиты) выделенные на территории Западной Сибири, по коррелятивным таксонам сопоставляется Л.А. Пановой (Панова и др., 1990) с комплексом датского яруса Северного Кавказа.

Серовская свита в пробах №№ 554, 554/6 и 552 характеризуется преобладанием спорово-пыльцевых спектров пыльцы голосеменных (*Taxodiaceae* и деформированная пыльца сосен). Покрытосеменные представлены небольшим количеством *Triporopollenites robustus* Pfl., *T. confusus* Zakl., *T. roboratus* Pfl., *T. rorubituities* Pfl., *T. miricoides*. Пыльца *Normapolles* не превышает 6.5% (единичные экземпляры *Oculapollis* sp., *O. fossulotrudens* (Pfl.) Zakl., *O. baculotrudens* (Pfl.) Zakl., *Trudopollis* sp., *T. nonperfectus* Pfl., *T. menneri*, *Pompeckjoidaeipollenites subhercinicus*) или отсутствует. Присутствуют единичные *Interpollis suppligensis* (Pfl.) Krutsch, *Quercus* sp., *Q. vesca* Agran., *Casuarinidites cainozoicus* Cook. et Pike. Спорадически обнаруживаются *Tricolpites* sp., *Tricolporopollenites* sp., *Platycaryapollis* sp., *Caryapollenites* sp., *Ulmoideipites tricoatus* Andersen, *Platanus* sp., *Polyropites* sp. Наиболее полный палинокомплекс содержит проба № 554/6, в которой водорослевые оболочки составляют 41.5% (табл. III). Это единичные экземпляры *Cerodinium speciosum* subsp. *glabrum* (Gocht) Lentin et Williams, *Deflandrea oebisfeldensis* Alberti, *Baticasphaera* sp., *Operculodinium* sp., многочисленные *Leiosphaeridia* sp., *Crassosphaera* sp., *Pterospermella* sp., значительное количество *Fromea laevigata* (19.6%) и формы, определенные как *Acritarch* spp. (17.2%); с этого уровня появляются *Paucilobimorpha trigradiata* DE Coninck (0.3–0.9%). Пробы №№ 554 и 552 диноцист не содержат, количество акритарх соответствует 9.6% и 7.2%. Осадконакопление серовской свиты в этом районе происходило, вероятно, в условиях лагун (№ 554/6) или заболачиваемых участков (№№ 554 и 522). Присутствие *Cerodinium speciosum* subsp. *glabrum* и *Deflandrea oebisfeldensis* в ассоциации органикостенного микрофитопланктона позволяет с большой долей условности сопоставить ее с комплексом *Arpctodinium homomorphum* – *Cerodinium speciosum* subsp. *glabrum*, установленным в Северном Тургае и Южном Зауралье (Васильева и др., 2001). Примечательно, что далее на север (Среднее Зауралье) опоки серовской свиты диноцистами детально не охарактеризованы. Спорово-пыльцевой комплекс проб №№ 554, 554/6 и 552 характерен для позднего палеоцена. Возраст осадков – поздний палеоцен (танет).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследования в северной части Зауральского литолого-фациального района Западно-Сибирской плиты выделены палинокомп-

лексы, сопоставляемые по характерным и зональным видам диноцист с нижнепалеоценовыми зонами *Cerodinium striatum* и *Spinidinium densispinatum*, а также с верхнепалеоценовыми – *Cerodinium speciosum* и *Cerodinium speciosum glabrum*-*Arctodinium homomorphum* (последняя – весьма условно, так как содержит в основном споры и пыльцу). В составе зоны *C. speciosum* выделяются 3 уровня, которые можно рассматривать как субзоны, названные по характерным видам: нижняя с *Alterbidinium circulum* соответствует раннему зеландию, определяется первым появлением *C. speciosum* и резким повышением численности *A. circulum*; средняя с *Isbelidinium? viborgense* соответствует средней части зеландия и определена по интервалу распространения этого вида; верхняя с *Cerodinium medcalfii*-*Isabelidinium bakeri* датируется поздним зеландием – ранним танетом по появлению указанных видов и присутствию *Fibradinium annetoprense* и *C. speciosum*. Судя по составу палинокомплексов, осадконакопление талицкой и серовской свит в районе исследования происходило большей частью в мелководно-морских или лагунных условиях с пониженной соленостью вод. Наибольшая глубина бассейна существовала во время накопления осадков пробы № 106 (120.0 м) скв. 25 (поздний зеландий – ранний танет). Континентальный генезис тибейсалинской свиты указывает на отсутствие в поздне-талицкое время связей Западно-Сибирского и арктического морей. Сопоставление палинофлоры и органикостенной альгофлоры в исследованных разрезах приводит к выводу, что доминирование пыльцы покрытосеменных с преобладанием *Normapollis* наблюдается на уровне биозоны *C. striatum* (ранний палеоцен). В это время по периферии морского бассейна на участках суши с избыточным увлажнением могли существовать растительные сообщества, продуцирующие пыльцу *Normapollis*. Развитие *Postnormapollis* и *Inaperturopollenites* (*Taxodiaceae*) происходит с позднего дания, то есть с уровня *S. densispinatum*, однако количественное соотношение покрытосеменных и голосеменных (особенно таксодиевых) в позднем палеоцене может быть обусловлено фациальными особенностями. Наличие в палинокомплексах большого количества акритарх, пыльцы таксодиевых и деформированной пыльцы сосновых указывает на близость обширной заболочиваемой территории, поскольку современные представители семейства *Taxodiaceae* являются обитателями болот, берегов рек и морских побережий. Кроме того, присутствие пыльцы *Ripaseae* может указывать на соседство удаленных высоких участков суши, так как в современных тропических областях хвойные встречаются почти исключительно в горах. Предполагается, что климат палеоцена – субтропический, влажный, причем в раннем палеоцене – близкий к тропичес-

кому (паратропический). Основным типом растительности были местами заболоченные хвойно-лиственные или лиственно-хвойные леса. Возможность корреляции с одновозрастными палинокомплексами удаленных регионов (Крымско-Кавказская область, Северо-Западная Европа) указывает на отсутствие климатической зональности в палеоцене, либо проявление ее было незначительным.

Выражаю благодарность за помощь в подготовке статьи М.А. Ахметьеву и Г.А. Александровой. Керновый материал скв. 21-к, 22-к и 25-к предоставлен Д. А. Сидоровым.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Амон Э.О. и др. Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 2. С. 30–57.
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы, Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек // Ископаемые организмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. Вопросы микропалеонтологии. 1996. Вып. 31. С. 56–69.
- Васильева О.Н. Стратиграфия палеоценовых отложений в бассейне р. Лозьвы (Северный Урал) по палинологическим данным // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Уральская геологическая экспедиция, 1999. С. 170–175.
- Васильева О.Н., Амон Э.О., Железко В.И. Диноцисты, фораминиферы и стратиграфия талицкой свиты (палеоцен) в Среднем Зауралье // Ежегодник 2000. Екатеринбург: ИГиГ УрО АН РАН, 2001. С. 3–10.
- Гольберт А.В., Григорьева К.Н., Ильенок Л.Л. и др. Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах. М.: Недра, 1977. 107 с.
- Дедович Г.С. Методика применения плавиковой кислоты в палеопалинологическом анализе // Современные аспекты применения палинологии в СССР. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1983. С. 136–139.
- Дрожащих Н.Б. Этапы развития флоры Тюменского Зауралья в палеогене по палинологическим данным // Кайнозойский морфологический анализ Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ. Вып. 185. 1983. С. 60–64.
- Заклинская Е.Д. Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 294 с.
- Ильина В.И., Кулькова И.А., Лебедева Н.К. Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 192 с.
- Кулахметов Н. Х. К вопросу о выделении тибейсалинской свиты в низовьях р. Таз // Тр. СНИИГГИМС. 1965. Вып. 34. С. 169–181.
- Манькин С.С. О некоторых вопросах методики расшифровки данных палинологического анализа // Методические вопросы палинологии. М.: Наука, 1973. С. 16–19.

- Панова Л.А., Громова Н.С., Малигонова Е.Ю. Палиностратиграфия палеогеновых отложений // Практическая палиностратиграфия. Л.: Недра, 1990. С. 149–182.
- Пыльцевой анализ. Под ред. М.И. Покровской. М.: Госгеолиздат, 1950. С. 527.
- Семочкина Т.Г., Генералов П.П., Бакиева Л.Б. Палинокомплексы нижнего палеогена Ямала и Тазовского полуострова // Палинология в стратиграфии. М.: Наука, 1994. С. 110–112.
- Унифицированные региональные стратиграфические схемы неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГиМС, 2001. 84 с.
- Чирва С. А., Любомирова К. А. Корреляция морского и континентального палеогена на севере Западной Сибири // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 69–77.
- Ali J.R., Heilmann-Clausen C. et al. Magnetostratigraphy of the type Selandian: preliminary results. GFF. 1994. P. 43.
- Berggren W.A. In defense of the Selandian Age/Stage. Meeting proceeding "Stratigraphy of the Paleocene" // GFF. 1994. P. 44–46.
- Brinkhuis H., Romein A.J.T., Smit J., Zachariasse J.-W. Danian-Selandian dinoflagellate cysts from lower latitudes with special reference to the El Kef section, NW Tunisia. Meeting proceeding "Stratigraphy of the Paleocene" // GFF. 1994. P. 46–48.
- Chronostratigraphy // Stratigraphy of European Basins Project / Eds. By Farley B., Jacqui T., de Graciansky P.C., Vail P.R. 1998. Pl. 1.
- Dovnie C., Hussain M.A., Williams G.L. Dinoflagellates cyst and Acritarch associations in the Paleogene of Southeast England // Geosci Man. 1971. V. 3. P. 29–35.
- Du Chene R.E.J., Adediran S.A. Late Paleocene to Early Eocene dinoflagellates from Nigeria // Cahiers Micropaleontol. 1984. № 3. P. 1–36.
- Heilmann-Clausen C. Dinoflagellatae stratigraphy of the uppermost Danian to Ypressian in the Viborg 1 borehole, central Jylland, Denmark. Danmarks Geologiske Undersogelse A 7. P. 1–69.
- Heilmann-Clausen C. Review of Paleocene dinoflagellates from the North Sea region. Meeting proceeding "Stratigraphy of the Paleocene" // GFF. 1994. P. 51–52.
- Iakovleva A. I. Paleocene – Eocene Dinoflagellate cysts and continental palynomorphs from borehole NO. 4 (Vasugan Basin, central Western Siberia) // Palinologi. 2000. V. 24. P. 187–200.
- Ioannides N.S. Dinoflagellate cysts from Upper Cretaceous – Lower Tertiary sections, Bylot and Devon Islands, Arctic Archipelago. Geol. Survey of Canada. Bul. 371. 1986. P. 1–73.
- Köthe A. Paleogene dinoflagellates from northwest Germany – biostratigraphy and paleoenvironment // Geol. Jar., R. A. № 118. P. 3–111.
- Krutzsch W., Vanhoorn R. Die Pollenflora von Epinois und Locsbergen in Belgien // Paleontographica. Abt. B, Band 163. Stuttgart, 1977. S. 1–154.
- Kunert R., Lenk G. Das Tertiär nordlich der Halle – Hertzstedter Gebirgsbrücke // Geologie. Jahr. 13. H. 4. Berlin, 1964. S. 373–500.
- Pflug H.D. Zur Entstehung und Entwicklung des Angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte // Paleontographica, Abt. B, Band 95. Stuttgart, 1953. S. 1–171.
- Powell A.J. Dinoflagellate cysts of the Tertiary System // A stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts. London: Chapman and Hall, 1992. 290 p.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 551.782(470.62+477.9+4–015)

ПОЛОЖЕНИЕ ПОНТА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА В МАГНИТОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ

© 2003 г. **М. А. Певзнер***, **В. Н. Семенов****, **Э. А. Вангенгейм***

* Геологический институт РАН, Москва

** Институт геологических наук НАНУ, Киев

Поступила в редакцию 26.06.2002 г.

Проведен комплексный анализ данных по палеомагнетизму, наннопланктону, фауне млекопитающих, трековым датировкам отложений верхнего миоцена Восточного Паратетиса. Определен возраст границ понта Восточного Паратетиса (Эвксинского бассейна): нижней – 7.5 млн.лет, верхней – 6.7–6.6 млн.лет, нижний/верхний – 7–7.1 млн.лет. В магнитохронологической шкале понт соответствует самым верхам эпохи 7 (C4n) и большей части эпохи 6 (C3Bг–C3Ar). Нижний понт коррелируется с верхней частью тортона и верхней частью зоны MN12. Верхняя граница нижнего понта совпадает с границей тортон/мессиний. Верхний понт отвечает нижней трети мессиния и нижней части зоны MN13. Верхнему понту Эвксина в Каспийском бассейне соответствует нижняя часть шемахинского региоподъяруса (среднего понта Азербайджана). Зоне NN11 отвечают верхи мэотиса, весь понт и низы азовских слоев киммерия.

Ключевые слова. Стратиграфия, корреляция, миоцен, понт, Восточный Паратетис, Средиземноморье, магнитохронология, наннопланктон.

ВВЕДЕНИЕ

Среди специалистов, занимающихся проблемой понта Восточного Паратетиса (его продолжительностью, возрастом границ и корреляцией с подразделениями стратиграфической шкалы Средиземноморья), уже много десятилетий нет единогласия, что хорошо видно даже по работам последних лет (Steininger, 1999; Зубаков, 2000; Попов, Невеская, 2000; Чумаков, 2000; Snell et al. 2000, 2001; Popov et al., 2001; и др.) (рис. 1).

В настоящей статье мы еще раз возвращаемся к вопросу о положении понта Восточного Паратетиса в магнитохронологической шкале и его корреляции с ярусами Средиземноморья. С момента нашей публикации (Семенов, Певзнер, 1979), посвященной этой проблеме, прошло уже более двадцати лет. За это время появились новые данные. Увеличилось количество находок наннопланктона в отложениях мэотиса, понта и киммерия (Богданович, Иванова, 1997; Люльева, 1989; Семенов и др., 1999). Получены трековые датировки понта и мэотиса как в Черноморском (Эвксинском), так и в Каспийском бассейнах (Чумаков и др., 1992). Открыты новые местонахождения и проведена ревизия остатков млекопитающих из отложений сармата, мэотиса и понта. Уточнен возраст ряда датировочных уровней наннопланктона. И, наконец, удревнился возраст границ подразделений магнитохронологической шкалы (Cande, Kent, 1995), что существенно изменяет наши представления о возрасте границ рас-

сматриваемых стратиграфических подразделений и, в частности, границы понт/киммерий в разрезе мыса Железный Рог. При этом основные выводы, сделанные ранее о том, что понт Черноморского бассейна “короткий” и коррелируется с самыми верхами эпохи магнитной полярности 7 и большей частью эпохи 6, остаются неизменными и с учетом новых данных.

Напомним, что эти выводы были сделаны на основании анализа палеомагнитных и биостратиграфических данных по разрезу мыса Железный Рог и по разрезу Чегерчинской мульды, изученного по керну трех скважин, расположенных в 8 км к юго-востоку от мыса Казантип у пос. Азовское (Керченский п-ов) (Певзнер, Чиковани, 1978; Семенов, Певзнер, 1979; Стратиграфия СССР, 1986, с. 138). Важное значение для интерпретации палеомагнитных данных имели находки наннопланктона в скважинах Чегерчинской мульды (Семенов, Люльева, 1978) и в разрезе мыса Железный Рог в образцах, отобранных М.А. Певзнером для палеомагнитного анализа (Семенов, Люльева, 1982). При определении положения понта в магнитохронологической шкале мы в то время исходили из того, что в разрезе мыса Железный Рог понт представлен в полном объеме. Поскольку отложения понта в этом разрезе в основном обладают обратной намагниченностью, то они могут соответствовать только одной (или части) эпохи магнитной полярности. Из этого вытекало, что понт не может иметь большую продолжи-

тельность. В те годы разными авторами продолжительность понта оценивалась от 2 до 4 млн. лет, а возраст границ от 9.5 до 8 млн. лет – нижней и от 6 до 5.5 млн. лет – верхней. В рассматриваемом интервале времени обратно намагниченные отложения понта могли быть сопоставлены с эпохой магнитной полярности 6 или с низами эпохи Гильберт, если бы интерпретация проводилась только по палеомагнитным данным.

Следует отметить, что целый ряд специалистов сопоставляет понт с низами эпохи Гильберт, а мэотис – с эпохами 5 и 6 (Трубихин, 1984; Трубихин и др. 1984; Svetlitskaya, 1995; Chepalyga, Svetlitskaya, 1995; Snell et al., 2000, 2001; Попов, Невеская, 2000; Popov, 2001; Popov et al., 2001 и др.). Такая интерпретация приводит к значительному омоложению возраста мэотиса и сармата и противоречит существующим радиоизотопным датировкам, полученным как калий-аргоновым, так и трековым методами.

Прежде чем перейти к обсуждению новых данных отметим, что под понтом Восточного Паратетиса мы понимаем понт Черноморского бассейна. Понтический региоарус Восточного Паратетиса подразделяется на два региоподъяруса – нижний (новороссийский) со слоями евпаторийскими и одесскими и верхний со слоями портаферскими (субромбоидными) и босфорскими (Стратиграфия СССР, 1986). После раннего понта прежде единый понтический бассейн распался на два самостоятельных – Черноморский и Каспийский.

Вторая половина понта Каспийского бассейна имеет другую историю развития и объем. В Каспийском бассейне понт подразделяется на три региоподъяруса: нижний – новороссийский, средний – шемахинский и верхний – бабаджанский (Геология СССР, 1972). Нижний региоподъярус фаунистически соответствует нижнему понту Эвксина, средний имеет еще общие формы моллюсков с верхним понтом Эвксина, верхний охарактеризован очень своеобразной фауной и может соответствовать низам киммерия Черноморской области (Андрусов, 1917).

МАГНИТОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА СК95

При определении возраста границ подразделений в магнитохронологической шкале СК95 (Cande, Kent, 1995) в качестве калибровочных точек вместо ранее используемых К-Аг датировок были приняты астрохронологические данные для последних 7 млн. лет и для границы мел/палеоген вместо 66 млн. лет – дата 65 млн. лет. Это привело к удревнению границ магнитных подразделений верхней части шкалы и к их омоложению в нижней части по сравнению с ранее существующими магнитохронологическими шкалами.

Для последних 13 млн. лет возраста границ магнитных подразделений в магнитохронологи-

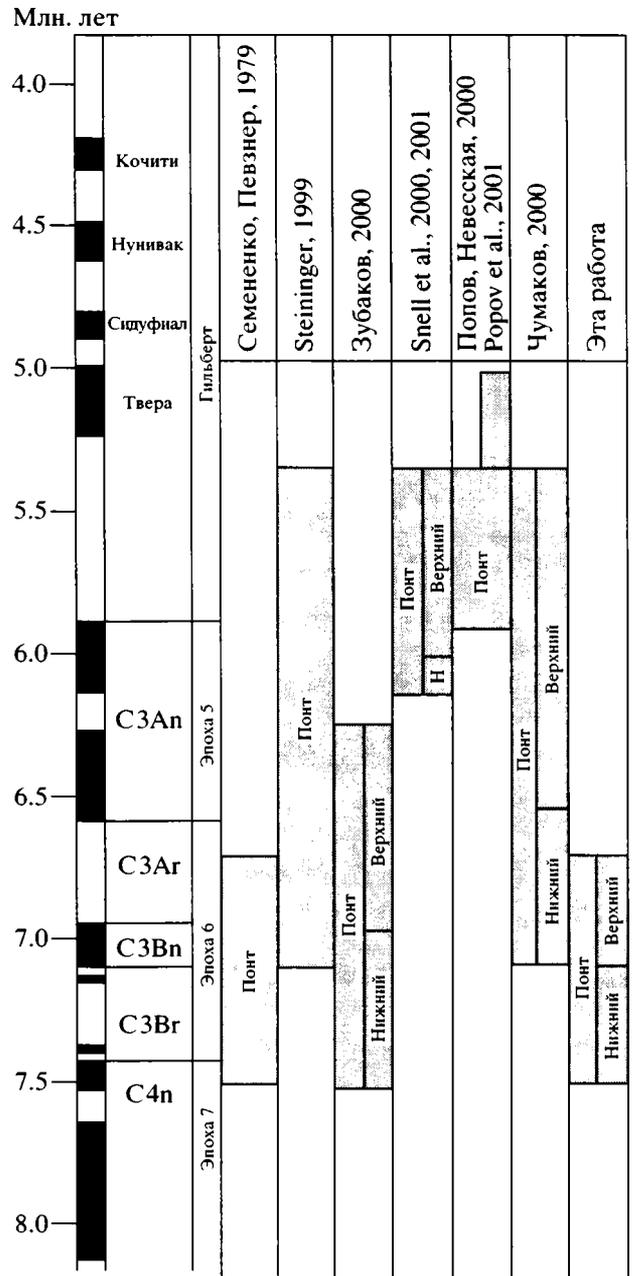


Рис. 1. Положение понта Восточного Паратетиса в магнитохронологической шкале по разным авторам. Н. – нижний.

ческой шкале СК95 древнее по сравнению с возрастными аналогичных границ магнитохронологических шкал, используемых ранее. Для последних 9 млн. лет они древнее приблизительно на 10%. Возраст датировочных уровней планктона и границ стратиграфических подразделений теперь определяются по шкале СК95. Для того чтобы проводить корреляцию с этой шкалой отложений, возраст которых определен по К/Аг (или по трековым датировкам, которые откалиброваны по К/Аг), последний должен быть увеличен на

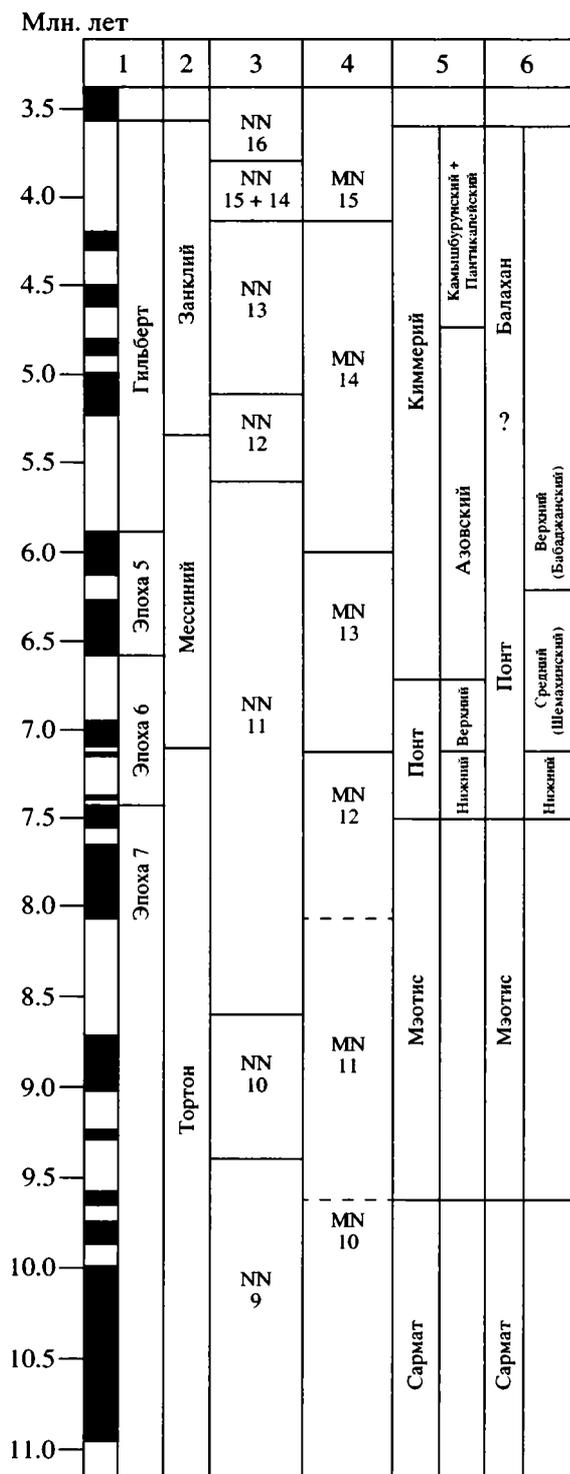


Рис. 2. Корреляция региоярусов Восточного Паратетиса с магнитохронологической шкалой, ярусами Средиземноморья, наннопланктонными зонами и зонами млекопитающих.

1 – магнитохронологическая шкала (СК95); 2 – ярусы Средиземноморья; 3 – наннопланктонные зоны; 4 – зоны млекопитающих. Региоярусы и региоподъярусы: 5 – Эвксинского бассейна, 6 – Каспийского бассейна

10%. Недоучет этого приводит к неверным сопоставлениям.

В качестве примера приведем данные по корреляции нижних границ понта Восточного Паратетиса и мессиния Средиземноморья (Steininger, 1999; Чумаков, 2000). Подошва мессиния (7.1 млн. лет) коррелируется с подошвой понта, трековая датировка которой равна 7 млн. лет (Чумаков и др., 1992). Однако такое сопоставление вносит в противоречие с палеомагнитными данными. В магнитохронологической шкале подошва мессиния проходит в середине эпохи магнитной полярности 6 и верхи тортоня обладают обратной намагниченностью (рис. 2). В Восточном Паратетисе сразу ниже понта выделяется мощная зона прямой намагниченности отложений верхнего мзотиса (рис. 3). И при корреляции нижней границы понта с основанием мессиния верхняя часть тортоня, относимая к нижней половине эпохи магнитной полярности 6, будет сопоставляться с прямо намагниченными отложениями верхнего мзотиса. При увеличении трековых датировок понта на 10% эти противоречия снимаются. Так трековая датировка кровли нижнего понта 6.4 млн. лет (Чумаков и др., 1992), увеличенная на 10%, будет иметь возраст 7 млн. лет и практически соответствовать датировке подошвы мессиния. Трековая датировка подошвы понта 7 млн. лет, увеличенная на 10%, составит 7.7 млн. лет. И в этом случае снимаются противоречия между радиоизотопными и палеомагнитными данными. Нижний понт будет отвечать нижней половине эпохи 6 и верхам эпохи 7.

ТРЕКОВЫЕ ДАТИРОВКИ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Следует отметить, что когда появились трековые датировки отложений нижнего понта и подошвы шемахинского региоподъяруса (Чумаков и др., 1992), подтвердились не только правильность сопоставления понта с эпохой 6, но и возраст границ нижнего понта, полученные по палеомагнитным данным (Семененко, Певзнер, 1979).

Все трековые датировки, приводимые в работах И.С. Чумакова, были получены с использованием константы спонтанного деления изотопа $^{238}\text{U} - \lambda_f = 7.03 \times 10^{-17} \text{ лет}^{-1}$. Как отмечает Л.Л. Кашкаров (Кашкаров и др., 1987, с. 20), “Специально проведенные во многих лабораториях мира датирования вулканического туфа с известным K/Ag возрастом (туф из Фиш-Каньона, штат Колорадо) показали, что наиболее согласующиеся результаты получены при использовании постоянной $\lambda_f = (7.03 \pm 0.11) \times 10^{-17} \text{ лет}^{-1}$ (Roberts et al., 1968). Эта величина затем была рекомендована для датирования по трекам от осколков деления урана (Naeser et al., 1981)”.

Стронники более высокого положения понта в магнитохронологической шкале, чтобы не ме-

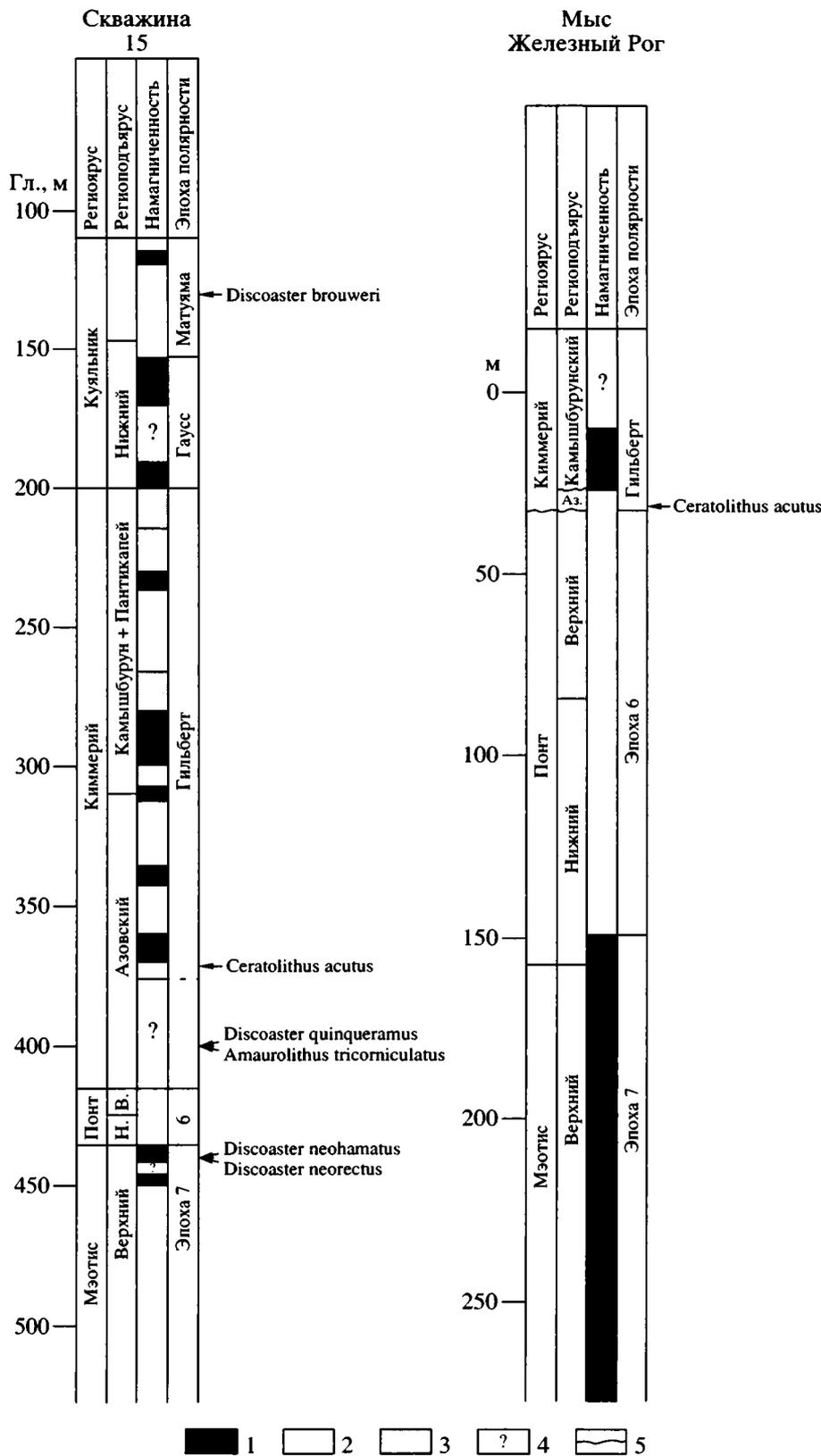


Рис. 3. Палеомагнитная характеристика разрезов скважины 15 и мыса Железный Рог и положение находок наннопланктона.

1–3 – намагниченность: 1 – прямая, 2 – обратная, 3 – аномальная; 4 – отсутствие палеомагнитных данных; 5 – стратиграфическое несогласие; Н. – нижний; В. – верхний; Аз. – азовский

Возраст границ стратиграфических подразделений Восточного Паратетиса в миллионах лет

Региоарус	Регио-подъярус	Нанно-планктон	Млекопитающие	Трековые датировки	Палеомангитные данные
Киммерий	Верхний				3.6
	Средний				4.7
	Нижний	>5.6	>6.57		6.7
Понт	Верхний		7.1	7.0	
	Нижний	>7.4		7.7	7.5
Мэотис		<8.7			
		>9.4		<10.2	9.6
		<10.7			

нять свою точку зрения, пересчитали трековые датировки, приводимые в работах И.С. Чумакова, по константе $\lambda_f = (8.24) \times 10^{-17} \text{ лет}^{-1}$ (Головина и др., 1989), что привело к значительному омоложению датировок границ стратиграфических подразделений Восточного Паратетиса. Датировка подошвы понта – 7 млн. лет – в результате такого пересчета стала равняться 5.84 млн. лет, а такой возраст нижней границы уже свидетельствовал в пользу отнесения обратно намагниченных отложений понта к низам эпохи Гильберт. Однако совершенно очевидно, что подобная манипуляция с пересчетом трековых датировок, определенных с использованием константы спонтанного деления изотопа ^{238}U , рекомендованной для датирования по трекам от осколков деления урана, по иной константе не корректна. Полученные таким образом датировки отложений понта Восточного Паратетиса не имеют физического обоснования и не могут использоваться при стратиграфических построениях.

Датировки понтических отложений получены (Чумаков и др., 1992) по вулканическим пеплам в разрезах Азербайджана (Каспийский бассейн). Поэтому только даты для нижней границы новороссийского региоподъяруса и подошвы шемахинского (=верхней границе нижнего понта) можно относить и к понту Эвксинского бассейна. Для шемахинского региоподъяруса имеется ряд последовательных датировок. Его кровля датируется в 5.6 млн. лет (6.2 млн. лет при увеличении на 10%). Для бабаджанского региоподъяруса имеется лишь одна дата (5.19 ± 0.89 млн. лет), которая из-за большой ошибки в определении возраста и неточной стратиграфической привязки (Чумаков и др., 1992, с. 51) не дает возможности даже приблизительно датировать это подразделение.

Итак, трековые датировки (Чумаков и др., 1992), увеличенные на 10%, позволяют датировать подошву мэотиса не древнее 10.2 млн. лет, подош-

ву понта в 7.7 млн. лет и верхнюю границу нижнего понта в 7.0 млн. лет с точностью ±8% (таблица).

НАННОПЛАНКТОН ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ МЭОТИСА, ПОНТА И КИММЕРИЯ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Мэотис подразделяется на два региоподъяруса: нижний – багеровский и верхний – акманайский (Стратиграфия СССР, 1986). В мэотических отложениях Крыма (Акманайский перешеек Керченского полуострова, скв. 501) в нижней части багеровского региоподъяруса по находкам *Discoaster hamatus* Mart. et Bram. и *Catinaster calyculus* Mart. et Bram. выделена зона NN9 D. hamatus. Верхняя часть багеровского и нижняя часть акманайского региоподъярусов в этой скважине сопоставляются с зоной NN10 D. calcaris (CN8 – *Discoaster neohamatus*, подзона CN8a – *Discoaster bellus*) (Богданович, Иванова, 1997). Таким образом, граница зон NN9/NN10 зафиксирована в отложениях нижнего мэотиса. Возраст этой границы – 9.4 млн. лет (Berggren et al., 1995) свидетельствует о том, что подошва мэотиса древнее этой даты. Наличие *Catinaster calyculus* Mart. et Bram. в низах мэотиса ограничивает нижний возрастной предел подошвы мэотиса временем появления этой формы – 10.7 млн. лет (см. таблицу). В скважине 15 у мыса Казантип, Керченский п-ов, (рис. 3) в самых верхах мэотиса найден *Discoaster neorectus* Bukry (Семененко, Люльева, 1978; Семененко, Певзнер, 1979). Стратиграфические диапазоны *Discoaster neorectus* Bukry и *Discoaster loeblichii* Bukry полностью совпадают (Perch-Nielsen, 1985). *Discoaster loeblichii* появляется на 8.7 млн. лет и исчезает на 7.4 млн. лет (Berggren et al., 1995). Поэтому находка *Discoaster neorectus* в самых верхах мэотиса скважины 15 свидетельствует о том, что возраст границы мэотис/понт не моложе 7.4 млн. лет и не древнее 8.7 млн. лет.

В нижнепонтических отложениях в ряде разрезов Восточного Паратетиса известны находки наннопланктона, но, к сожалению, без зональных видов. Индекс-вид зоны NN11 – *Discoaster quinqueramus* Gart. (LAD 5.6 млн. лет – Berggren et al., 1995), обнаруженный в скважине 15 Чергерчинской мульды в нижеазовских отложениях киммерия (Семененко, Люльева, 1978; Семененко, Певзнер, 1979), свидетельствует о том, что кровля понта древнее 5.6 млн.лет. Присутствие *Discoaster quinqueramus* в отложениях киммерия включает возможность отнесения босфорских слоев верхнего понта к зоне NN12 A. tricomiculatus, как это сделано в работах Э. Снелла и др. (Snell et al., 2000, 2001).

Ceratolithus acutus Gartner et Bukry был обнаружен в скважине 15 в обратно намагниченных отложениях азовского региоподъяруса киммерия сразу ниже зоны прямой полярности, сопоставляемой с эпизодом Твера, (Семененко, Певзнер,

1979). Новые находки этой формы в обратно намагниченных отложениях азовского региоподъяруса в разрезе мыса Железный Рог были сделаны В.Н. Семененко (см. ниже). Наличие *Ceratolithus acutus* в заведомо нижнекиммерийских отложениях Эвксинского бассейна свидетельствуют об их принадлежности к верхней части зоны NN12 (=CN 10b *C. acutus*).

ФАУНА МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПОНТА

Среди специалистов, изучающих фауну млекопитающих из отложений понта Восточного Паратетиса, нет единого мнения о корреляции этих фаун с MN зонами. Л.К. Габуня (1986) млекопитающих нижнего понта относит к зоне MN12, Е.Л. Короткевич (1988) – к верхней части зоны MN13, Т.В. Крахмальная (*Krakhmalnaya*, 1996) и В.А. Топачевский с соавторами (1997, 1998) – к зоне MN14. Остатков млекопитающих, связанных с морскими отложениями верхнего понта, на территории СНГ пока не найдено. Фауна млекопитающих из обратно намагниченных отложений верхнего понта (выше слоев с *Congeria rhomboidea* М. Ноерн.) известна в Паннонском бассейне в местонахождении Хотван, Венгрия (Певзнер, 1986) и относится к нижней половине зоны MN13 (Mein, 1990).

В нижнепонтических отложениях Одессы (16я станция Большого Фонтана) и Виноградовки присутствуют *Schizogalerix* и *Spermophilinus* (Топачевский и др., 1997, 1998), что не позволяет считать эти местонахождения моложе зоны MN13, так как LAD этих родов ограничен зоной MN13 (Mein, 1999). В обоих местонахождениях присутствует *Prolagus crusafonti* Lopez. В середине зоны MN13 этот вид сменяется на *P. michauxi* Lopez (Lopez Martinez, 1977). Поэтому фауна из указанных местонахождений не может относиться к верхней половине зоны MN13 и тем более – к зоне MN14. Находки в нижнепонтических известняках окрестностей Одессы *Tetralophodon longirostris* (Kaup) позволяют согласиться с мнением Л.К. Габуньи (1986) об отнесении фауны млекопитающих нижнего понта к зоне MN12, поскольку этот род вымирает в конце указанной зоны (de Bruijn et al., 1992). Состав фауны мелких млекопитающих из нижнепонтических отложений Одессы и Виноградовки не противоречит сделанному выводу. Таким образом, фауна млекопитающих нижнего понта относится к зоне MN12, а верхнего понта – к нижней половине зоны MN13 (рис. 2).

Возраст верхней границы зоны MN13 около 6 млн. лет – самые верхи палеомагнитной эпохи 5 (Pevzner et al., 1996; Pevzner et al., 2001). Возраст нижней границы зоны MN13 оценивается около 7.1 млн. лет. Она коррелируется с нижней границей мессиния и началом глобального углеродного сдвига (Bernor et al., 1996; Steininger et al., 1996).

Исходя из приведенных данных, можно заключить, что верхняя граница понта заведомо древ-

нее 6 млн. лет. Если учесть, что отложения местонахождения Хотван намагничены обратно и относятся к эпохе магнитной полярности 6, то верхняя граница понта древнее верхней границы этой эпохи – 6.57 млн. лет. Граница нижний/верхний понт близка основанию зоны MN13 с возрастом 7.1 млн. лет (таблица).

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ РАЗРЕЗА МЫСА ЖЕЛЕЗНЫЙ РОГ

В разрезе мыса Железный Рог (Таманский полуостров) обнажаются отложения верхнего мэотиса, понта и киммерия. Мэотис мощностью более 200 м представлен светло-серыми тонко-слоистыми легкими глинами в нижней и верхней частях разреза и темно-серыми, часто битуминозными глинами в средней части. Отложения мэотиса здесь практически не содержат фауны моллюсков и только в одном интервале (в 150 м ниже подошвы понта) были найдены и определены В.Н. Семененко *Abra tellinoides* Sinz., *Congeria panticapaea* Andrus., *Paphia abichi* (R. Hoern.), *Hydrobia* sp., подтверждающие мэотический возраст изученной толщи. Граница мэотис/понт довольно уверенно проводится по контакту светло-серой, почти белой трехметровой пачки глин и темно-серых битуминозных вышележащих глин. В подошве последних отмечены мелкие тонкостворчатые уплощенные тонкоробристые раковины кардиид, а уже в 2.5 м выше встречены типичные для понта *Paradacna abichi* (R. Hoern.).

Отложения понта представлены 123-метровой толщей светло-серых, голубоватых тонкослоистых глин с редкими прослоями глин более темных, иногда битуминозных. По всей толще понта часто встречаются *Dreissena rostriformis* Desh., *D. anisocochia* Andrus., *Paradacna abichi* (R. Hoern.), *Didacna planicostata* (Desh.), *D. paucicostata* Desh., *D. incerta* Desh., *Plagiodacna carinata* (Desh.), *Valenciennesia* sp. и др. (определения А.А. Чиковани). В 73-х м выше контакта мэотис/понт в тонком прослое детритусового известняка встречена *Congeria subrhomboidea* Andrus., отбивающая границу между нижним и верхним понтом. На отложениях понта залегает трехметровая пачка темно-серых, слегка коричневатых глин с гипсом, которая относилась (Певзнер, Чиковани, 1978) к переходным слоям понт/киммерий. Выше выделяется маломощный (0.2 м) прослой плотного сильно ожелезненного мергеля (И.С. Чумаков, 2000, считал его погребенной почвой) и полуметровый горизонт темно-серых глин, который перекрывается мощным (до 3,5 м) пластом бурого железняка. Вышележащие отложения киммерия в этом разрезе представлены толщей темно-серых глин, песчаных в верхней части. Мощность изученной части этой толщи составляет 34 м. Нижние 9 м отложений понта обладают нормальной намагни-

ченностью, вышележащие 114 м намагничены обратно (рис. 3).

Теперь с учетом датировок подразделений магнитохронологической шкалы СК95 и трековой датировки верхней границы нижнего понта, увеличенной на 10%, рассчитаем продолжительность понта и возраста его границ в разрезе мыса Железный Рог. Поскольку разрез монофациален, то мы предполагаем постоянную скорость осадконакопления. Граница нормально и обратно намагниченных пород нижнего понта коррелируется с нижней границей эпохи магнитной полярности 6 (СЗВг), возраст которой по шкале СК95 равен 7.43 млн. лет. Для верхней границы нижнего понта (подошва слоев с *Congeria subrhomboidea*) принимаем трековую датировку 7.0 млн.лет. Отсюда следует, что 64 м обратно намагниченных слоев нижнего понта накопились за 0.39 млн. лет. По скоростям осадконакопления получаем, что 9 м нормально намагниченных пород нижнего понта отложились за 0.06 млн. лет, а 50 м обратно намагниченных пород верхнего понта – за 0.30 млн.лет. Из приведенных расчетов вытекает, что возраст нижней границы понта в этом разрезе может быть оценен в 7.49 млн.лет, а верхней – в 6.74 млн.лет. Таким образом, по разрезу мыса Железный Рог возраст нижней границы понта можно принять равным 7.5 млн. лет, возраст нижней границы верхнего понта – 7.0–7.1 млн. лет, а возраст верхней границы верхнего понта – 6.7 млн.лет. Напомним, что по фауне млекопитающих возраст этой границы оценивался древнее 6.57 млн. лет. Необходимо отметить, что возраст нижней границы понта по трековой датировке (также увеличенной на 10%) получается немного древнее – 7.7 млн.лет. Таким образом, продолжительность понта Восточного Паратетиса составляет 0.8–1.0 млн. лет.

В.А. Зубаков (1990) предполагал, что на субромбовидные слои в разрезе мыса Железный Рог приходится перерыв, равный эпохе магнитной полярности 5 (СЗАп). В этом случае 64 м обратно намагниченных пород нижнего понта накопились за 0.86 млн. лет (продолжительность эпохи магнитной полярности 6), а 50 м обратно намагниченных отложений верхнего понта (по скоростям осадконакопления) отложились за 0.67 млн. лет. При такой интерпретации верхняя граница понта будет иметь возраст 5.22 млн. лет и попадет в низы эпизода Твера. А это противоречит не только палеомагнитным данным (верхи понта имеют обратную намагниченность), но и данным по киммерию (в скв.15 между эпизодом Твера и кровлей понта имеется еще 45 м отложений киммерия), а также наннопланктону и фауне млекопитающих.

После выхода в свет нашей статьи (Семененко, Певзнер, 1979) В.Н. Семененко проводил детальные работы на разрезе мыса Железный Рог с целью поиска наннопланктона и уточнения гра-

ниц региоподъярусов киммерия. В нижней части трехметровой пачки коричневатых глин, относимых ранее к переходным слоям понт-киммерий, встречаются раковины *Paradacna abichi* (R. Hoem.). В залегающем выше прослое плотного ожелезненного мергеля найдены раннекиммерийские *Paradacna deformis* Ebers. и *Dreissensia iniquivalvis* (Desh.). В вышележащих глинах, залегающих между ожелезненным мергелем и пластом бурого железняка, И.П. Жабрев и В.Н. Буряк (1958) отмечали находки *P. deformis* Ebers и *Pteradacna edentula* (Desh.). Следовательно, граница понт/киммерий проходит внутри этой “переходной” пачки. В мощном 3.5-метровом пласте бурого железняка были найдены раковины моллюсков камышбурунских слоев. В одном метре ниже ожелезненного мергеля был обнаружен *Ceratolithus acutus* Gartner et Bukry (Люльева, 1989). Как указывалось, эта форма в скв. 15 была встречена в отложениях азовского региоподъяруса сразу ниже эпизода Твера и в 45 м выше их подошвы. Из этого следует, что в разрезе мыса Железный Рог отложения азовского региоподъяруса представлены средней частью, имеют незначительную мощность (порядка двух метров) и между понтом и киммерием существует перерыв в осадконакоплении. Нормально намагниченные глины киммерия над бурым железняком могут коррелироваться с одним из эпизодов эпохи Гильберт – Нуниваком или Кочити, так как верхняя граница азовского региоподъяруса в скважине 15 зафиксирована между эпизодами Сидуфиалл и Нунивак. Следовательно, в разрезе мыса Железный Рог между азовскими и камышбурунскими отложениями также имеется стратиграфический перерыв (рис. 3).

ВОЗРАСТ ГРАНИЦ МЭОТИСА И ПОНТА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Как показывает анализ изложенного материала, данные о возрасте границ мэотиса и понта, полученные по разным методам, хорошо согласуются между собой (таблица). Нижняя граница мэотиса по наннопланктону древнее 9.4 и моложе 10.7 млн. лет, по трековому датированию – моложе 10.2 млн. лет. По палеомагнитным данным ее возраст равен 9.6 млн. лет, поскольку она проводится по началу хрона С4Ar.2п (Pevzner, Vangengeim, 1993). Именно последнюю дату мы принимаем за возраст нижней границы мэотиса.

Граница мэотис/понт по наннопланктону древнее 7.4 млн. лет и моложе 8.7 млн. лет, по трековому датированию – 7.7 млн. лет, по палеомагнитным данным – 7.5 млн. лет. При оценке возраста этой границы мы отдаем предпочтение палеомагнитным данным, так как трековая датировка получена с большой ошибкой. Граница нижний/верхний понт по фауне млекопитающих близка 7.1 млн. лет, по трековому датированию – 7.0 млн. лет. С учетом точности определения возраста эти данные совпа-

дают. К сожалению, имеющиеся материалы не позволяют датировать верхнюю границу понта, а только ограничивают ее верхний возрастной предел. По наннопланктону возраст этой границы древнее 5.6 млн. лет, по фауне млекопитающих – древнее 6 млн. лет, а по фауне млекопитающих с учетом палеомагнитных данных (местонахождение Хотван) – древнее 6.57 млн. лет, по интерпретации палеомагнитной характеристики разреза мыса Железный Рог – 6.7 млн. лет. Поскольку в разрезе мыса Железный Рог отсутствуют низы азовского регио-подъяруса, то можно допустить, что здесь размыты и самые верхи понта. И таким образом возраст верхней границы понта может быть оценен в интервале 6.6–6.7 млн. лет.

Исходя из этой датировки и датировки верхней границы среднего (шемахинского) регио-подъяруса понта Каспийского бассейна (6.2 млн. лет) следует заметить, что не только верхний (бабаджанский) регио-подъярус Каспийского бассейна отвечает части киммерия, но и верхняя половина шемахинского (рис. 2).

Из изложенного материала могут быть сделаны вполне определенные выводы: 1) понт Восточного Паратетиса “короткий”; 2) в магнитохронологической шкале понт соответствует верхам эпохи 7 и большей части эпохи 6; 3) полностью исключается возможность сопоставления понта с нижней частью эпохи Гильберт и верхней частью эпохи 5.

КОРРЕЛЯЦИЯ ПОНТА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА СО СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛОЙ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

На рисунке 2 показаны положение ярусов Средиземноморья и наннопланктонных зон в магнитохронологической шкале по У. Берггрену и др. (Berggren et al., 1995) и наши представления о корреляции с этими шкалами зон млекопитающих и регио-ярусов Черноморского и Каспийского бассейнов на основании приведенных выше данных.

Обращает на себя внимание близость нижней границы мессиния и верхней границы нижнего понта (7–7.1 млн. лет). Эта граница близка началу глобального углеродного сдвига. В разрезе Аин Эль Беида (Марокко) это событие отмечается в хроне 3Vn (Benson, Rakic-El Bied, 1996). Следует отметить, что понижение уровня Мирового океана на 150–200 м в позднем миоцене, которое имело место между подошвой хрона 3Vn и серединой хрона 3g (Харланд и др. 1985), практически совпадает с объемом мессиния. По шкале СК95 его нижняя граница оценивается в 7.1 млн.лет, а верхняя – около 5.5 млн.лет. Нижняя граница этого события совпадает с подошвой мессиния и верхней границей нижнего понта Восточного Паратетиса. Это позволяет предположить, что именно с глобальным понижением уровня моря связан распад единого понтического бассейна на два самостоя-

тельных (Черноморский и Каспийский) и сброс понтических вод в Средиземноморский бассейн, объясняющий находки моллюсков и остракод “каспийского типа” в отложениях мессиния.

В пределах Средиземноморья хорошо известны достаточно широко распространенные солоноватоводные отложения с фауной “каспийского типа”, которые фигурируют под названиями Лаго-Маре, формация Коломбачи, конгериевые слои, слои с *Melanopsis* и зона *Loxosconcha djaffarovi*. Большинство специалистов (библиографию см. Попов, Невеская, 2000), изучавших фауну моллюсков и остракод из этих отложений, сопоставляют их с понтом Восточного Паратетиса (или его частью).

Если согласиться с тем, что отложения Лаго-Маре соответствуют части понта Восточного Паратетиса, то оценивать положение понта в магнитохронологической шкале по существующим представлениям о возрасте Лаго-Маре, как это сделано некоторыми авторами (Попов, Невеская, 2000; Pirov et al., 2001), не правомерно. И правильнее было бы определять возраст отложений Лаго-Маре по положению понта в магнитохронологической шкале, поскольку в большинстве случаев нет убедительных данных о датировке отложений Лаго-Маре. Те же немногие данные, которые нам удалось найти, свидетельствуют о более древнем возрасте этих отложений, чем принято считать (5.50–5.33 млн. лет – Krijgsman et al., 1999).

Так в разрезе Куэвас де Альманзора (бассейн Вера, Испания) в отложениях мессиния зоны NN11 D. *quinqeramus* найдены автохтонные солоноватоводные остракоды “каспийского типа” (Bargagan et al., 1990; Benson and Rakic-El Bied, 1990). Они залегают под отложениями с ранней эволюционной формой *Globorotalia margaritae* Bolli et Bermudez. FAD этой формы датируется серединой хрона C3An2n и оценивается около 6.35 млн. лет (Benson and Rakic-El Bied, 1996). Отсюда следует, что отложения с солоноватоводными остракодами древнее этой даты.

В скважине DSDP 42-372, пробуренной на поднятении Менорка, отложения мессиния, относимые к зоне NN11 и верхней части зоны N17 G. *plesiotumida* (керны 4–9), залегают со стратиграфическим перерывом на отложениях серраваллия и перекрываются также со стратиграфическим перерывом отложениями плиоцена зоны MPL3 *Globorotalia puncticulata*. *Cyprideis pannonica* (Mehes) – форма, характерная для отложений Лаго Маре, найдена в этой скважине в керне 4–2, 90–92 см (Initial Reports..., 1978). Принадлежность этих отложений к зонам NN11 и N17 свидетельствует о том, что их возраст древнее 5.6 млн.лет (LAD *Discoaster quinqeramus* Gartner) и древнее 6.35 млн. лет (FAD *Globorotalia margaritae* Bolli et Bermudez).

Третий разрез, важный для датирования отложений Лаго-Маре, находится на севере Аппенин. Здесь в гипсовом карьере Монтичино (Бризигел-

ла, Равенна) на гипсах формации Гессосо-Сольфифера со стратиграфическим и угловым несогласием залегают обратно намагнитченные отложения формации Коломбачи мощностью 2.3 м (Marabini, Vai, 1988; Vigliotti, 1988). Они заполняют трещины в нижележащих гипсах и содержат фауну млекопитающих зоны MN13 (Rook, 1992). Поскольку возраст верхней границы зоны MN13 равен 6 млн. лет, то костеносные слои формации Коломбачи древнее этой даты.

Приведенные данные не противоречат сложившимся представлениям о сопоставлении отложений Лаго-Маре и их аналогов в Средиземноморье с понтом Восточного Паратетиса. Они соответствуют только верхнему понту или его части и их возраст не моложе 6.6–6.7 млн. лет (верхняя граница понта Восточного Паратетиса). В тех случаях, когда отложения Лаго-Маре непосредственно перекрывают осадками занклийской трансгрессии, то между ними следует признать стратиграфический перерыв более одного миллиона лет.

* * *

Изложенные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Понт Восточного Паратетиса соответствует самым верхам эпохи магнитной полярности 7 и большей части эпохи 6 и его возраст оценивается от 7.5 до 6.7–6.6 млн. лет.

2. Нижний понт коррелируется с верхней (обратно намагнитченной) частью тортона.

3. Начало верхнего понта совпадает с началом мессиния и верхний понт соответствует нижней трети мессиния, если принимать объем последнего во временном интервале 7.1–5.33 млн. лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 02-05-64126).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андрусов Н.И. Понтический ярус. Геология России. Петроград: Геол. комитет. 1917. Т. 4. Ч. 2. Вып. 2. 41 с.
- Богданович Е.М., Иванова Т.А. О новой находке планктонных организмов в мезотических отложениях Крыма // Доп. Нац. Акад. наук Украины. 1997. № 6. С. 127–129.
- Габуния Л.К. Наземные млекопитающие // Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 2. М.: Недра, 1986. С. 310–327.
- Геология СССР. Т. XLVII (Азербайджанская ССР). М.: Недра, 1972. 520 с.
- Головина Л.А., Музылев Н.Г., Трубихин В.М. Наннопланктон и палеомагнитная стратиграфия неогеновых отложений Туркмении и Азербайджана // Вопр. микрорепалеонтологии. 1989. Вып. 30. С. 79–89.
- Жабров И.П., Бурак В.Н. Некоторые вопросы стратиграфии среднего плиоцена Таманского полуострова // Тр. Краснодарск. фил. ВНИИнефти. 1958. Вып. 1. С. 95–99.
- Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 223 с.
- Зубаков В.А. Плиоцен Понто-Каспия и его корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 66–82.
- Кашикар В.Л., Кошкин В.Л., Ушко К.А. Определение радиометрического возраста вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород Понто-Каспийской области и острова Кунашир трековым методом // Метод треков в геологии и геофизике. Владивосток.: Редакционно-издательский отдел ДВНЦ АН СССР. 1987. С. 15–33.
- Короткевич Е.Л. История формирования гиппарионовой фауны Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1988. 160 с.
- Люльева С.А. Цератолиты (наннопланктон) миоценовых и плиоценовых отложений юго-запада СССР // Доп. АН УРСР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. 1989. № 11. С. 14–18.
- Певзнер М.А. Стратиграфия среднего миоцена – плиоцена юга Европы // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1986. 20 с.
- Певзнер М.А., Чиковани А.А. Палеомагнитные исследования верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых морских отложений Таманского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 61–66.
- Попов С.В., Невеская Л.А. Солоноватоводные позднемиоценовые моллюски и история Эгейского бассейна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 2. С. 97–107.
- Семенов В.Н., Люльева С.А. Опыт прямой корреляции мио-плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Стратиграфия кайнозой Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Днепропетровский ун-тет, 1978. Вып. 2. С. 95–105.
- Семенов В.Н., Люльева С.А. Проблемы прямой корреляции верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 9. С. 61–71.
- Семенов В.Н., Люльева С.А., Моськина О.Д., Мацуй В.М. Новые данные о понтических отложениях юго-западного Крыма // Доп. Нац. Акад. наук Украины. 1999. № 1. С. 132–138.
- Семенов В.Н., Певзнер М.А. Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по биостратиграфическим и палеомагнитным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 5–15.
- Стратиграфия СССР. Неогеновая система. М.: Недра, 1986. Т. 1. 418 с.
- Топачевский В.А., Несин В.А., Топачевский И.В. Очерк истории микротериофаун (Insectivora, Lagomorpha, Rodentia) Украины в отрезке времени средней сармат – акачагыл // Vestnik zoologii. 1997. V. 31. № 5–6. P. 3–14.
- Топачевский В.А., Несин В.А., Топачевский И.В. Биозональная микротериологическая схема (стратиграфическое распределение мелких млекопитающих – Insectivora, Lagomorpha, Rodentia) неогена северной части Восточного Паратетиса // Vestnik zoologii. 1998. V. 32. № 1–2. P. 76–87.
- Трубихин В.М. Палеомагнитная шкала и стратиграфия неоген-четвертичных отложений Паратетиса // Первая Всесоюзная школа “Стратиграфия и литология мезозойского-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана”. Т. 1. Тез. докл. (Одесса, 1984). Ротапринт. М.: ГИН, 1984. С. 174.
- Трубихин В.М., Чепалыга А.Л., Бабак Е.В. Возраст киммерия, понта и мэотиса по палеомагнитным данным // Первая Всесоюзная школа “Стратиграфия и ли-

- тология мезозойского – кайнозойского осадочного чехла Мирового океана”. Т. 1. Тез. докл. (Одесса, 1984). Ротапринт. М.: ГИН, 1984. С. 175.
- Харланд У.Б., Кокс А.В. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 139 с.
- Чумаков И.С. К проблеме границы миоцена-плиоцена в Эвксине // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 84–89.
- Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. М.: Наука, 1992. 96 с.
- Barragan G., Montecat C., Ott d'Estevou Ph. IV. The Vera basin // Iberian Neogene basins. Paleontol. i Evolucio. Mem.espec. № 2. Sabadell, 1990. P. 35–43.
- Benson R.H., Rakic-El Bied K. A re-examination of the Messinian parastratotype at Cuevas de Almanzora, Vera basin, Spain. IXth Congress R.C.M.N.S. Barcelona, November 19–24, 1990. Global events and Neogene evolution of the Mediterranean. Abstracts. Sabadell, 1990. P. 55.
- Benson R.H., Rakic-El Bied K. The Bou Regreg section, Morocco: proposed Global Boundary Stratotype Section and Point of the Pliocene // Notes et Mem. Serv. geol. Maroc. 1996. № 383. P. 51–150.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy // Geochronology Time Scale and Global Stratigraphic Correlation // Eds Berggren W.A., Kent D.V. et al. SEPM Special publ. 1995. V. 54. P. 129–212.
- Bernor R.L., Solonias N., Swisher C.C. III and Van Couvering J.A. The correlation of three classical “Pikermian” mammal faunas – Maragheh, Samos, and Pikermi – with the European MN Unit System // Eds Bernor R.L., Fahlbush V., Mittmann H.-W. The evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas. New York: Columbia University Press, 1996. P. 137–154.
- Bruijn H. de, Daams R., Daxner-Hock G. et al. Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reisenburg, 1990 // Newsl. Stratigr. 1992. V. 26. № 2/3. P. 65–118.
- Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1995. № 97. P. 13917–13951.
- Chepalyga A.L., Svetlitskaya T.V. Tethys – Paratethys connection during Neogene time // Xth Congress RCMNS. Abstracts. V. 1. Roman J. stratigraphy. 1995. V. 76. Suppl. 7. P. 147.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. XLII, part 1. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978. 1249 p.
- Krakhmalnaya T. Hipparions of the Northern Black Sea coast area (Ukraine and Moldova): species composition and stratigraphic distribution // Acta zool. crakov. 1996. V. 39. № 1. P. 261–267.
- Krijgsman W., Hilgen F.J., Raffi I., Sierro F.J., Wilson D.S. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis // Nature. 1999. № 400. P. 652–655.
- Lopez Martinez N. Nuevas Lagomorfos (Mammalia) del Neogeno y Cuaternario Espanol // Trabajos sobre Neogeno-Cuaternario. 1977. № 8. P. 7–45.
- Marabini S., Vai G.B. Geology of the Monticino quarry (Brighella, Italy). Stratigraphic implications of its Late Messinian mammal fauna // Fossil vertebrates in the Lamone valley Romagna Apennines. Field Trip Guidebook. Faenza: Litografica Faenza, 1988. P. 39–52.
- Mein P. Updating of MN zones // Eds Lindsay E.H., Fahlbusch V. and Mein P. European Neogene Mammal Chronology. New York–London: Plenum Press, 1990. P. 73–90.
- Mein P. European Miocene mammal biochronology // Eds Rossner G.E. and Hessig K. The Miocene Land Mammals of Europe. Munchen: Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 1999. P. 25–38.
- Naesser C.W., Zimmerman R.A., Gebula G.T. Fission-track dating of apatite and zircon // Nuc. Tracks. 1981. V. 5. P. 65–72.
- Perch-Nielsen A. Plankton stratigraphy. Cambridge University Press, 1985. 1032 p.
- Pevzner M.A., Vangengeim E.A. Magnetostratigraphic age assignments of Middle and Late Sarmatian localities of the Eastern Paratethys // Newsl. Stratigr. 1993. V. 29. № 2. P. 63–75.
- Pevzner M., Vangengeim E., Tesakov A. The age of the Ruscinian lower boundary // Lynx. N.S. 2001. № 32. P. 295–300.
- Pevzner M.A., Vangengeim E.A., Vislobokova I.A. et al. Ruscinian of the territory of the former Soviet Union // Newsl. stratigr. 1996. V. 33. № 2. P. 77–97.
- Popov S.V. Stratigraphy and paleogeography of the Eastern Paratethys // Ber. Inst. Geol. Palaont., K.-F.-Univ. Graz. 2001. Bd. 4. P. 46–48.
- Popov S.V., Iljina L.B., Nevesskaja L.A., Scherba I.G. Paleogeography and biogeographic connections of the Eastern Paratethys and Mediterranean during Late Tortonian – Messinian (Maotian-Pontian) // Late Miocene to Early Pliocene Environments and Ecosystem, 2nd EEDEN Workshop. Sabadell, 2001. P. 58–60.
- Roberts J.H., Cold R., Armani R.J. Spontaneous – fission decay constant of ^{238}U // Phy. Rev. Ser. 2. 1968. V. 174. P. 1482–1484.
- Rook L. Italian Messinian localities with vertebrate faunas // Paleontol. i evolucion. 1992. T. 24–25. P. 141–147.
- Snell E., Marunteanu M., Macalet R., Meulenkaamp J.E. Late Miocene – Early Pliocene chronostratigraphic framework for the Dacic Basin, Romania // XI Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogene stratigraphy. Morocco: The Ministry of industry, commerce, energy and mines organize. 2000. P. 41.
- Snell E., Marunteanu M., Meulenkaamp J.E. Late Miocene – Early Pliocene marine connections between the Atlantic / Mediterranean and the Paratethys // Late Miocene to Early Pliocene Environments and Ecosystem, 2nd EEDEN Workshop. Sabadell, 2001. P. 69.
- Steininger F.F. Chronostratigraphy, geochronology and biochronology of the Miocene “European Land Mammal Mega-Zones” (ELMMZ) and the Miocene “Mammal Zones” (MN-Zones) // Eds Rossner G.E., Hessig K. The Miocene Land Mammals of Europe. Munchen: Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 1999. P. 9–24.
- Steininger F.F., Berggren W.A., Kent D.V. et al. Circum-Mediterranean Neogene (Miocene and Pliocene) marine-continental chronologic correlations of European Mammal Units // Eds Bernor R.L., Fahlbush V.N., Mittmann H.-W. The evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas. New York: Columbia University Press. 1996. P. 7–46.
- Svetlitskaya T.V. Correlation of Late Cenozoic mammal chronology with the Magnetic Polarity Time scale in the Northern Black Sea coastal region. Abstracts. International Union for Quaternary research. XIV International Congress. Berlin: Frei Universitat, 1995. P. 267.
- Vigliotti L. Magnetostratigraphy of the Monticino section 1987 (Faenza, Italy) // Fossil vertebrates in the Lamone valley Romagna Apennines. Field Trip Guidebook. Faenza: Litografica Faenza, 1988. P. 61–62.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

УДК 561.26:551.793(571.645)

ГОЛОВНИНСКАЯ СВИТА ПЛИОЦЕНА–ПЛЕЙСТОЦЕНА О. КУНАШИР (КУРИЛЫ): СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2003 г. В. С. Пушкарь, Н. Г. Разжигаева

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток

Поступила в редакцию 01.03.2001 г.

Изучен литологический состав и фациальные особенности шельфовых отложений головнинской свиты о. Кунашир, которые могут служить промежуточным звеном при корреляции осадков окраинных морей и Тихого океана. На основании изучения диатомей, спор и пыльцы и данных палеомагнитного анализа головнинская свита расчленяется на три подсвиты, отложения которых фиксируют различные трансгрессивно-регрессивные циклы в конце плиоцена-плейстоцене. Установлен ряд существенных перерывов в формировании осадочно-вулканогенной толщи. В отложениях нижней подсвиты выделены зоны *Pyxidicula zabelinae* и *Thalassiosira antiqua* верхнего плиоцена. Средняя подсвита, характеризующаяся комплексами диатомей зон *Actinocyclus oculatus* и *Nitzschia fossilis*, формировалась в раннем плейстоцене, а отложения верхней подсвиты относятся к диатомовой зоне *Proboscia barboi* среднего плейстоцена. Континентальные отложения объединены в белозерские слои второго интерстадиала позднего плейстоцена. В позднем плиоцене выделены две фазы кунаширской трансгрессии: кунашир I (2.12–2.0 млн. лет) и кунашир II (1.8–1.6 млн. лет). Раннеголовнинская трансгрессия охватывает период раннего плейстоцена. Среднему плейстоцену отвечает позднеголовнинская трансгрессия (0.43–0.28 млн. лет) с двумя фазами, соответствующими 11 и 9 кислородно-изотопным стадиям. Выделены тефростратиграфические маркеры как диатомовых зон, так и палеомагнитных событий Реюньон и Олдувей. Проведена корреляция палеогеографических событий между Южными Курилами, Японией, Камчаткой, Чукоткой и Аляской.

Ключевые слова. Поздний кайнозой, Курилы, стратиграфия, палеогеография.

ВВЕДЕНИЕ

Южный Кунашир характеризуется широким распространением плиоценовых и плейстоценовых вулканогенно-осадочных толщ, входящих в стратиграфический объем головнинской свиты, стратотип которой выделен на юго-восточном побережье острова (Пискунов, 1963). Свита сложена туфоалевритами, туфодиатомитами и песками, переслаивающимися с пепловыми прослоями и пачками тефроидов и перекрывается эоловыми супесями, аллювиальными, озерно-аллювиальными галечниками и песками верхнего плейстоцена и голоцена. Высокие скорости седиментации, обусловленные интенсивной вулканической активностью, способствовали формированию мощных осадочных толщ, запечатлевших в себе как этапы вулканической активности, так и резкие палеоклиматические изменения и колебания уровня моря. Отложения головнинской свиты представляет собой стратиграфический объект, который может быть ключевым при корреляции отложений окраинных морей и северо-западной части

Тихого океана, а также стратиграфических подразделений низких и высоких широт.

Морские толщи головнинской свиты юга острова (мощность до 350 м), несогласно залегающие на породах алахинской свиты и перекрытые континентальными фациями (мощность до 70 м) прослеживаются в Головинском клифе (высотой до 120 м) от м. Пузанова до устья р. Белозерской (рис. 1). Отложения свиты датированы по фауне моллюсков поздним плиоценом или поздним плиоценом – плейстоценом (Пискунов, 1963; Жидкова и др., 1974). Позднее (Пушкарь и др., 1998а, б) свита была подразделена на три подсвиты, а континентальные фации объединены в самостоятельные белозерские слои.

Целью настоящей работы является стратиграфическое расчленение отложений головнинской свиты в ее стратотипе. Неотъемлемой частью исследований является определение условий формирования осадков и выделение таких палеогеографических событий, которые можно было бы привязать к глобальным изменениям природной среды позднего кайнозоя.

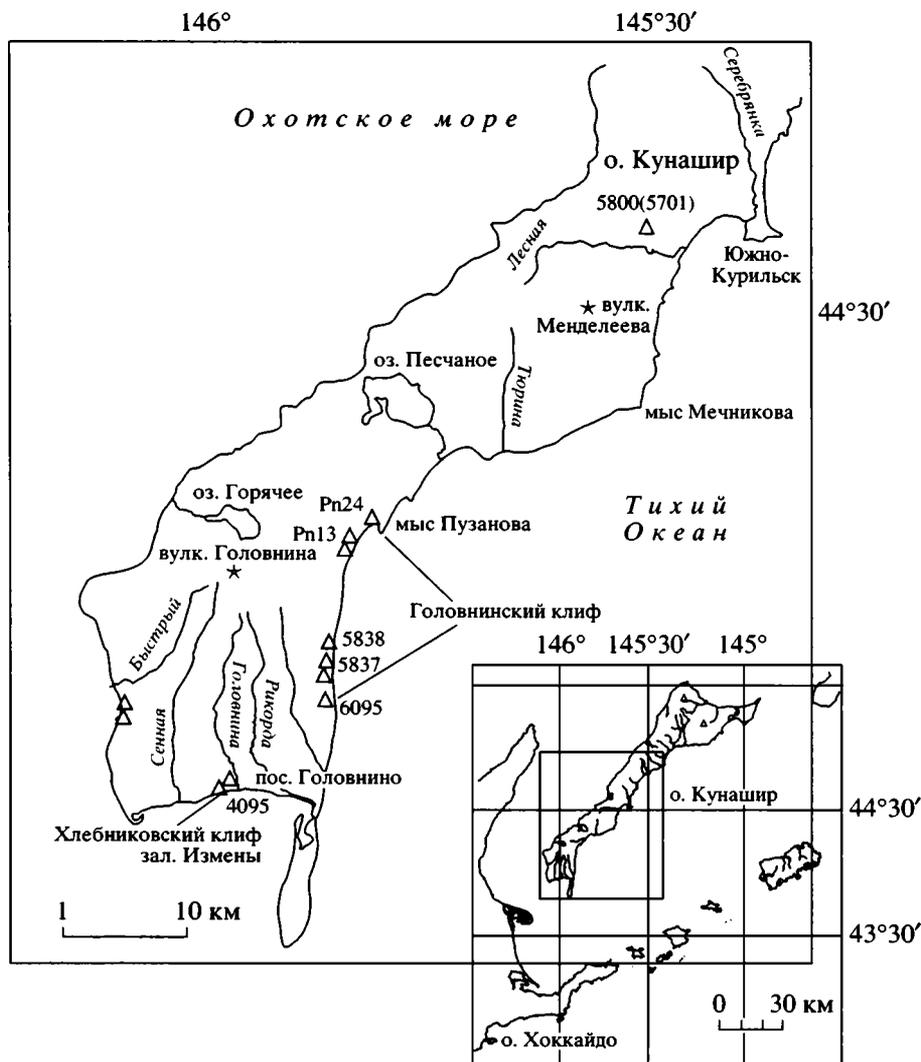


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов головнинской свиты, о. Кунашир.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Отложения головнинской свиты изучены в ее стратотипе и ряде разрезов на побережье зал. Измены от устья руч. Хлебникова до устья р. Головнина, береговых обнажений охотоморского побережья от м. Ивановского до устья р. Темной, а также в разрезе 40-метровой террасовидной поверхности Южно-Курильского перешейка (рис. 1).

Детально изучен литологический состав отложений головнинской свиты, включая анализ тефры, позволяющей выделить литостратиграфические подразделения. Основной же информационной группой фоссилей в отложениях являются диатомовые водоросли, створки которых хорошо сохранены и достаточно обильны в осадках. При возрастной интерпретации комплексов использована модифицированная северо-тихоокеанская

зональная диатомовая шкала (рис. 2), в основу которой положена классическая схема И. Коизуми (Koizumi, Tanimura, 1985) и данные по синхронности и диахронности эволюционных уровней диатомей в различных регионах Центральной и Северной Пацифики (Barron, 1992a; Barron, Gladenkov, 1995; Pushkar et al., 1999). Изучены также споры и пыльца, несущие дополнительную информацию о палеоклиматах, а также проведен палеомагнитный анализ. Для идентификации палеомагнитных событий использованы модели изменений напряженности магнитного поля Земли последних 3 млн. лет (Berggren et al., 1995; Raymo, 1992; Cande, Kent, 1995).

Положение границы между плиоценом и плейстоценом рассматривается на уровне верхней границы подхрона C2n – Олдувей (1.69 млн. лет) или чуть выше его. Граница между нижним и средним плейстоценом рассматривается на уровне грани-

Геохронологическая шкала	Палеомагнитная шкала		t180 KIS	Диатомовые зоны	Диатомовые датированные уровни	
	Хрон	Подхрон				
Плейстоцен	Верхний	C1n	1	Neodenticula seminae		
			4	0.075 (0.095) Ma	Pr. c.	
			5	Proboscia curvirostris	†	
				0.13 (0.14) Ma	Th. g. f.	
			6	Thalassiosira gravida var. fossilis	†	
				0.19 (0.20) Ma	Th. n. n., S.d.	
			7	Thalassiosira nidulus var. nidulus	††	
		0.22 (0.23) Ma	A. och. (common)			
	Средний	Брюнес	8	Actinocyclus ochotensis var. fossilis	††	
				0.28 Ma	A. och. f., Th. j.	
			9	Proboscia barboi	†	
			–			
			14	0.55 (0.50) Ma	N. r.	
				Nitzschia reinholdii	†	
			0.78 (0.63) Ma	N. f.		
Плиоцен	Нижний	C1r.1r		Nitzschia fossilis	M. el. †	
				0.88 Ma		
				1.00 (1.20) Ma	A. oc., C. m. f., Rh. m., N. kz.	
	Матуюма	C1r.1n		Actinocyclus oculatus	Rh. m. ††††	
				1.20 Ma		
			C1r.2r		1.77 Ma	Th. a.(common), S. h.
			C2n		Thalassiosira antiqua	††
				1.95 Ma	S. d., Pr. c.	
			C2r.1n		Pyxidicula zabelinae	††
				2.30 (2.20) Ma	P. z.(common), S. h.	
Верхний	Гаусс	C2r.2r		Thalassiosira convexa	†	
			2.65 (2.58) Ma	S. h.		
		C2An.1n		3.11 Ma	†† N. k., K. t.	
		C2An.2n		Neodenticula koizumii, Neodenticula kamtschatica	††	
			3.40 Ma	†† A. oc., A. och.s.l. (common)		
Нижний	Гилберт	C2An.3n		3.70 (3.10) Ma	†	
		C2Ar			N. kz.	

† – первое эволюционное появление; † – последнее эволюционное появление

Рис. 2. Зональная диатомовая шкала северо-запада Пацифики (Pushkar et al., 1999).

N.kz. – Neodenticula koizumii Akiba et Yanagisawa, A.oc. – Actinocyclus oculatus Jousé, A.och. – Actinocyclus ochotensis Jousé, A.och.f. – Actinocyclus ochotensis Jousé var. fossilis Pushkar, Th.n. – Th. nativa Sheshukova, Th.j. – Thalassiosira jacksonii Koizumi et Barron, N.k. – Neodenticula kamtschatica (Zabelina) Akiba et Yanagisawa, K.t. – Koizumia tatsunokuchiensis Yanagisawa, S.h. – Stephanopyxis horridus Koizumi, Th.c. – Thalassiosira convexa Mukhina, P.z. – Pyxidicula zabelinae (Jousé) Makar. et Moiss., S.d. – Stephanopyxis dimorpha Schrader, Pr.c. – Proboscia curvirostris (Jousé) Jordan et Priddle, Th.a. – Thalassiosira antiqua (Grun.) Cl., Rh.m. – Rhizosolenia matuyamai Burckle, C.m.f. – Coscinodiscus marginatus Ehr. var. fossilis Jousé, N.f. – Nitzschia fossilis (Frenguelli) Kanaya, N.r. – Nitzschia reinholdii Kanaya, Pr.b. – Proboscia barboi (Temp. et Brun.) Jordan et Priddle, Th.j. – Thalassiosira jouseae Akiba, Th.n.n. – Thalassiosira nidulus var. nidulus (Temp. et Brun.) Jousé, Th.g.f. – Thalassiosira gravida Cl. var. fossilis Jousé.

цы между палеомагнитными хронами C1r1r/C1n – Матуюма и Брюнес (0.79 млн. лет). Граница между средним и поздним плейстоценом совпадает с на-

чалом фазы “e”5 кислородно-изотопной стадии (КИС), датируемой в 130 тыс. лет (Williams et al., 1988; Berggren et al., 1995; Zijderveld et al., 1991).

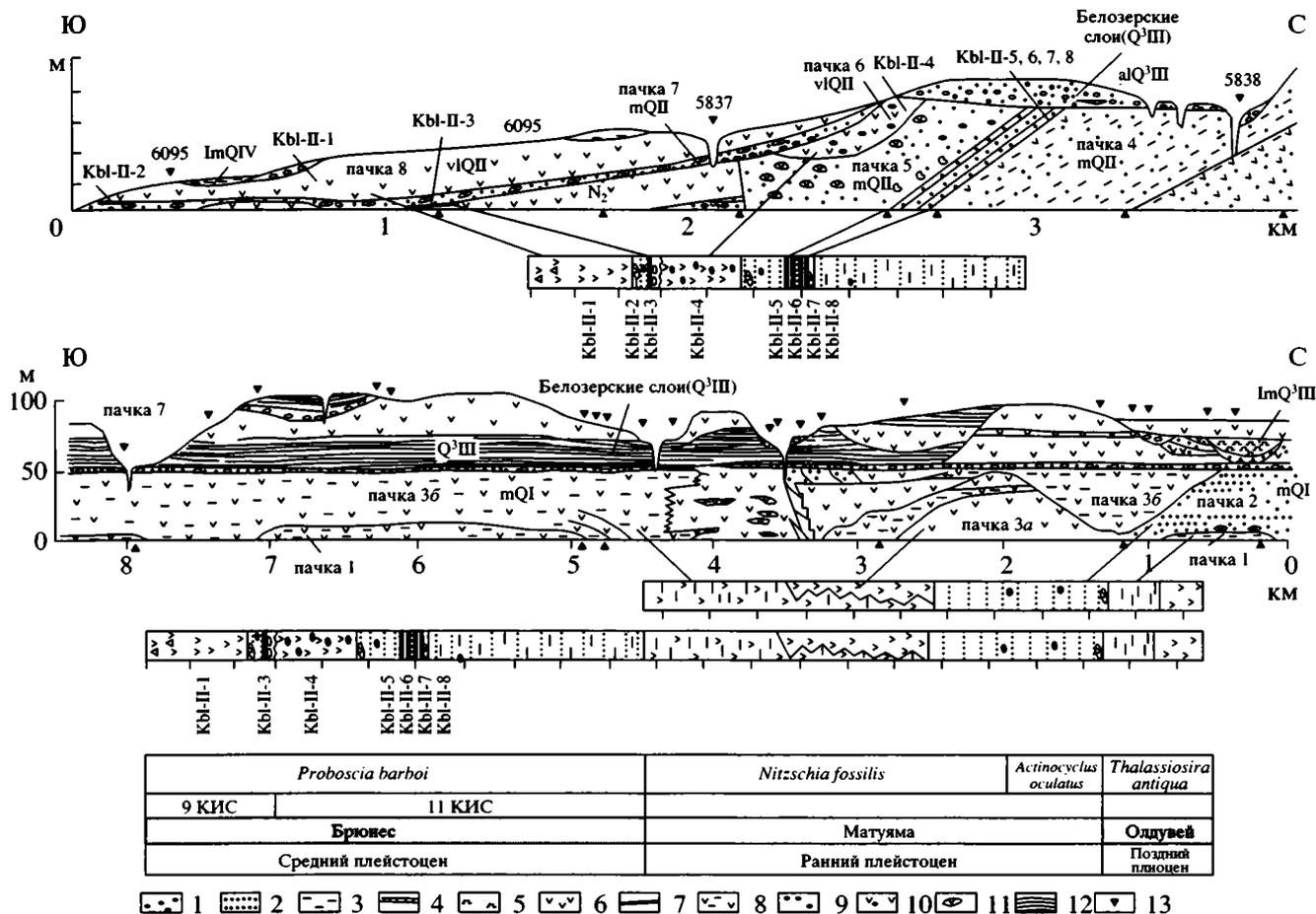


Рис. 3. Геологическое строение Головнинского клифа.

1 – галька; 2 – песок; 3 – алеврит; 4 – торф; 5 – диатомит; 6 – туф; 7 – вулканический пепел; 8 – туфоалеврит; 9 – пемза; 10 – пемзовый туф; 11 – вулканическая бомба; 12 – континентальный покровный комплекс (белозерские слои); 13 – изученные разрезы.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Стратотип головнинской свиты представляет собой осадочно-вулканогенную толщу, слагающую купольную структуру вулкана Головнина и имеющую субгоризонтальное простираие во фронтальной части и моноклиальное залегание на флангах, осложненное разрывными нарушениями и сейсмобросами (рис. 3). Нижние горизонты головнинской свиты наиболее полно представлены в разрезе Хлебниковского клифа (рис. 4).

В отложениях головнинской свиты выделены следующие литологические пачки, характеризующиеся латеральной фациальной изменчивостью:

Пачка 1 (мощность до 26 м) в стратотипе представлена серыми плотными тонкослоистыми алевритами. Слои падают на восток (азимут падения 80°) под углом 5–10°. В южной части Головнинского и в Хлебниковском клифах отложения нижней пачки представлены переслаиванием пемзовых грубозернистых песков и гравийников, включающими отложения подводных пемзовых пирокластических потоков двух мощных фаз

активизации вулкана Головнина. В разрезе Хлебниковского клифа в нижней подствите выделены два тефро-стратиграфических маркера: хорошо прослеживающийся региональный пепел Khl-3, имеющий вулканический источник в пределах Центрального Хоккайдо, и хорошо окатанная пемза, лежащая в основании разреза (Раззигаева и др., 2002).

Пачка 2 (мощность 37 м) выходит в северной части стратотипа в районе м. Пузанова и сложена желтоватыми тонкослоистыми разномерными пемзовыми песками с крупными вулканическими бомбами, со следами подводного оползания, переходящими в верхней части в ожелезненные среднезернистые хорошо сортированные пески с прослоями пемзового гравия и мелкой гальки. Верхний контакт не вскрыт.

Пачка 3 (мощность до 60 м) в северной части стратотипа сложена светло-серыми тонкослоистыми туфоалевритами, фациально переходящими в толщи дацитовых пемзовых туфов – отложения подводных пирокластических потоков вулкана Головнина, выполняющих неровности древнего рельефа. Отложения содержат многочисленные следы крупных подводных оползаний и сейсмобросов и формировались по

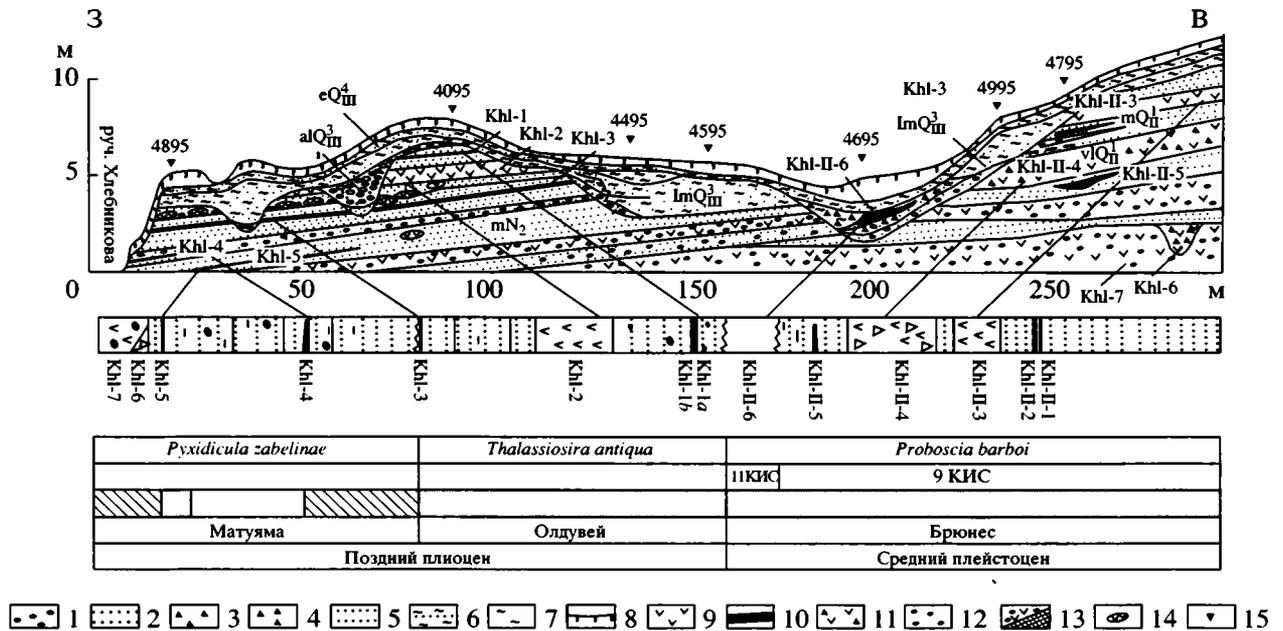


Рис. 4. Геологическое строение Хлебниковского клифа, зал. Измены.

1 – галька; 2 – гравий; 3 – щебень; 4 – дрова; 5 – песок; 6 – супесь; 7 – суглинок; 8 – почва; 9 – туф; 10 – вулканический пепел; 11 – буфобрекчия; 12 – пемза; 13 – пемзовый тефроид; 14 – вулканические бомбы; 15 – изученные разрезы, Khl-3 (и др.) – индексы прослоев тефры.

обрамлению подводного вулкана в условиях высокой сейсмической активности. В верхней части алевролиты переходят в пемзовые тефроиды – серо-зеленые разнозернистые пески с гравием и хорошо окатанной пемзой, так называемые “косослоистые пески”, из которых получена ГЛ-дата 700000 ± 210000 (Булгаков, 1994).

Пачка 4 (мощность 45 м), выходящая в южной части клифа, имеет моноклинальное залегание и представлена переслаиванием тефрогенных алевролитов и разнозернистых песков с хорошо окатанным пемзовым гравием и галькой, в кровле – линзы туфоалевролитов и туфобрекчий. По обрамлению вулкана Головинна отложения сформированы, в основном, за счет переработки тефры этого вулкана, в пределах Южно-Курильского перешейка одновозрастные отложения включают ряд региональных вулканических пеплов ($K_{yk-II-5}$ и $K_{yk-II-4}$), источники которых располагались на о. Хоккайдо (Разжигаета и др., 2002).

Пачка 5 (мощность около 25 м), согласно залегающая на пачке 4, сложена зеленовато-желтыми слаболитифицированными песчаниками, в нижней части с тонкой линзовидной слоистостью, подчеркнутая слоями черного шлиха, выше – с горизонтально-волнистой слоистостью. Встречаются раковины морских моллюсков *Elliptica cf. alaskensis derbeki* Scarlato, *Tridonta* sp. gr. *borealis borealis* (Schumacher), *Felaniella cf. usta* (Gould), *Yagudinella* sp. gr. *notabilis* (Sowerby) (определение В.Д. Худика). Нижняя часть пачки включает четыре прослоя риолитовых пеплов, верхний из которых $K_{bl-II-8}$ с высоким содержанием K_2O предположительно связан с извержениями вулканов Хоккайдо и является региональным (Разжигаета и др., 2002). Верхняя часть пачки, насыщенная пемзой, вулканическим стеклом и грубым резургентным материалом, фикси-

рует начало нового цикла вулканической активности, высокую сейсмичность и смещение крупных блоков на подводном склоне (рис. 2).

Пачка 6 (мощность около 16 м) сложена пемзовыми тефроидами, образованными хорошо окатанной белой дацитовой пемзой. Формирование отложений завершает очередной цикл вулканической активности.

Пачка 7 (мощность до 6 м), представленная пляжевыми галечниками и валунами, переходящими в желтовато-серые тефрогенные пески, с размывом и стратиграфическим несогласием перекрывает нижележащие отложения пачек 2–6. В южной части Головинского клифа пески включают в верхней части хорошо выраженный и прослеживающийся бомбовый горизонт, который служит литологическим маркером пачки.

Пачка 8 (мощность 20 м) – дацит-риолитовый пемзовый туф и туфобрекчия $K_{bl-II-1}$, согласно залегающие на песках, фиксируют новую фазу активизации вулкана Головинна при снижении уровня моря и, вероятно, наряду с пачкой 7 выполюняют переуглубленную долину, расположенную в юго-восточной части острова.

Континентальный покров изученного разреза, относящийся к белозерским слоям, представляет собой сложно устроенный чехол, сложенный отложениями пирокластических потоков и покровов, вулканических шлейфов и сухих рек с прослоями вулканических пеплов, торфяниками, аллювиальными и озерными фациями (Разжигаета и др., 2000). Из отложений получена серия радиоуглеродных дат в интервале 48–31 тыс. лет назад. Кровля разреза сложена желто-бурой неслоистой пористой супесью, образованной предположи-

тельно в конце позднего плейстоцена – раннем голоцене.

СТРАТИГРАФИЯ

Комплексы диатомей изучены из отложений всех пачек и белозерских слоев. Заметных следов переотложения нет, но в белозерских слоях обнаружены древние *Aulacoseira*, что свидетельствует о присутствии на острове наряду с морскими и миоценовых или плиоценовых континентальных отложений. Исходя из анализа литологического состава и стратиграфического распространения диатомей, отложения головнинской свиты подразделяются на три части.

Нижняя подсвита (пачка 1) сформирована при первом этапе вулканической активности. Наиболее полно отложения подсвиты представлены в разрезе Хлебниковского клифа (разрез 4095) (рис. 5). Здесь выделены два комплекса диатомей.

Комплекс I (6.9–4.2 м) включает 135 таксонов, принадлежащих к 50 родам. Численность створок достигает 2–3 млн. в 1 г осадка. Доминируют планктонные *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, *Th. gravida* var. *gravida*, *Th. eccentrica*, *Actinocyclus curvatulus* + *A. divisus*, а также споры *Chaetoceros* spp. Из сублиторальных диатомей обильны *Paralia sulcata*, *Hyalodiscus obsoletus* и виды рода *Diplopeis*: *D. smithii*, *D. interrupta*, *D. subcincta*. По своей возрастной структуре комплекс соответствует зоне *Ruxidicula zabelinae* (рис. 5). Комплексу I, в основном, соответствуют осадки с обратной намагниченностью хрона Матуяма. Прямомагнитные осадки, лежащие в основании диатомовой зоны, по-видимому, соответствуют одному из экскурсов события C2r1n подхрона Реюньон, скорее всего верхнему – 2.08 млн. лет.

Комплекс II (4.2–1.4 м) по таксономическому составу близок к комплексу I, но по обилию створок и содержанию возрастных групп диатомей резко отличен от него (рис. 5). Численность диатомей в осадках не превышает 0.5 млн. ств./1г осадка. Доминантами в комплексе являются *Thalassiosira gravida* var. *gravida* и *Th. gravida* var. *fossilis*. Группа плиоценовых диатомей представлена единичными створками, а общая численность истинно плейстоценовых видов возрастает. Среди последних заметно участие представителей рода *Thalassiosira*. В возрастном отношении комплекс идентифицируется с зоной *Thalassiosira antiqua*. Высокое видовое разнообразие диатомей, но низкие частоты встречаемости отражают, скорее всего, начальные периоды формирования комплекса. Осадки зоны *Thalassiosira antiqua* с прямой намагниченностью сопоставляются с подхронном C2n – Олдувей. Не противоречит этому находка силикофлагелляты *Dictyocha subarctios* Ling, появление которой в морских толщах

Северной Пацифики является важным репером верхней границы Олдувея (Ling, 1976).

Аналогичные ассоциации диатомей выделены в разрезе 4895 (3.75–2.15 м), а также в пряномагнитных плотных алевритах нижней части головнинской свиты в разрезе м. Пузанова (рис. 3). Зона *Thalassiosira antiqua* является важнейшим эволюционным рубежом, на котором исчезают многие неогеновые диатомей и получают широкое развитие плейстоценовые виды рода *Thalassiosira*.

В отложениях выделен ряд пепловых прослоев серии Khl (Разжигаета и др., 2001). Пепел Khl-3 имеет свой источник на о-ве Хоккайдо, где пепловые прослои с такими же химическими и физическими характеристиками маркируют палеомагнитный подхрон Олдувей внутри формаций Ikeda и Uragosawa (Kitagawa et al., 1987). Слой хорошо окатанной пемзы, залегающей чуть ниже пепла Khl-5, коррелируется с позднеплиоценовым пемзовым потоком Chiyoda Хоккайдо (Пушкарь и др., 1998б), который маркирует палеомагнитное событие Реюньон (Kitagawa et al., 1982).

Средняя подсвита (пачки 2 и 3). В нижней части пачки 2 в комплексе доминируют *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, *Stephanopyxis horridus* и *Coscinodiscus marginatus* var. *fossilis* с рядом переходных форм к современному *Coscinodiscus marginatus*. Створки *Actinocyclus oculatus* редки (1 створка в 2–3 рядах при $\times 600$), что с долей условности позволяет отнести данные отложения к одноименной зоне. Диатомей в песках верхней части пачки столь же редки, но комплекс в них иной и представлен *Thalassiosira gravida* var. *gravida*, *Th. eccentrica*, *Th. sancettae*, *Th. antarctica*, *Th. latimarginata*, *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus*, *Th. jouseae*, *Porosira glacialis*, *Odontella aurita* и видами рода *Nitzschia*, среди которых найдена и *N. fossilis*. Это позволяет отнести комплекс к зоне *Nitzschia fossilis*. В верхней части пачки неритические доминанты сменяются представителями мелководной бентосной и эпифитной флоры – виды родов *Diplopeis*, *Cocconeis*, *Trachyneis*. Из неритических диатомей доминируют только *Odontella aurita* и *Nitzschia grunowii* – признак похолодания. Выше 45 м на м. Пузанова лежат белозерские слои с мощной линзой диатомитов (до 10 м) с пресноводной флорой *Stephanodiscus-Aulacoseira* (средний ? – поздний плейстоцен), алевриты и пески с флорой *Fragilaria incognita*, *F. nanana* и *Nitzschia nana*.

Комплекс зоны *Nitzschia fossilis*, выделенный из обратномагнитных отложений (верхняя часть хрона Матуяма) пачки 3 на отрезке 4.3–8.5 км по простиранию Головинского клифа представлен той же ассоциацией диатомей, что и в пачке 2 на м. Пузанова, но численность диатомей составляет 4–5 млн. ств./1 г осадка. Отмечена высокая численность *Stephanopyxis dimorpha* (11.3%) и ви-

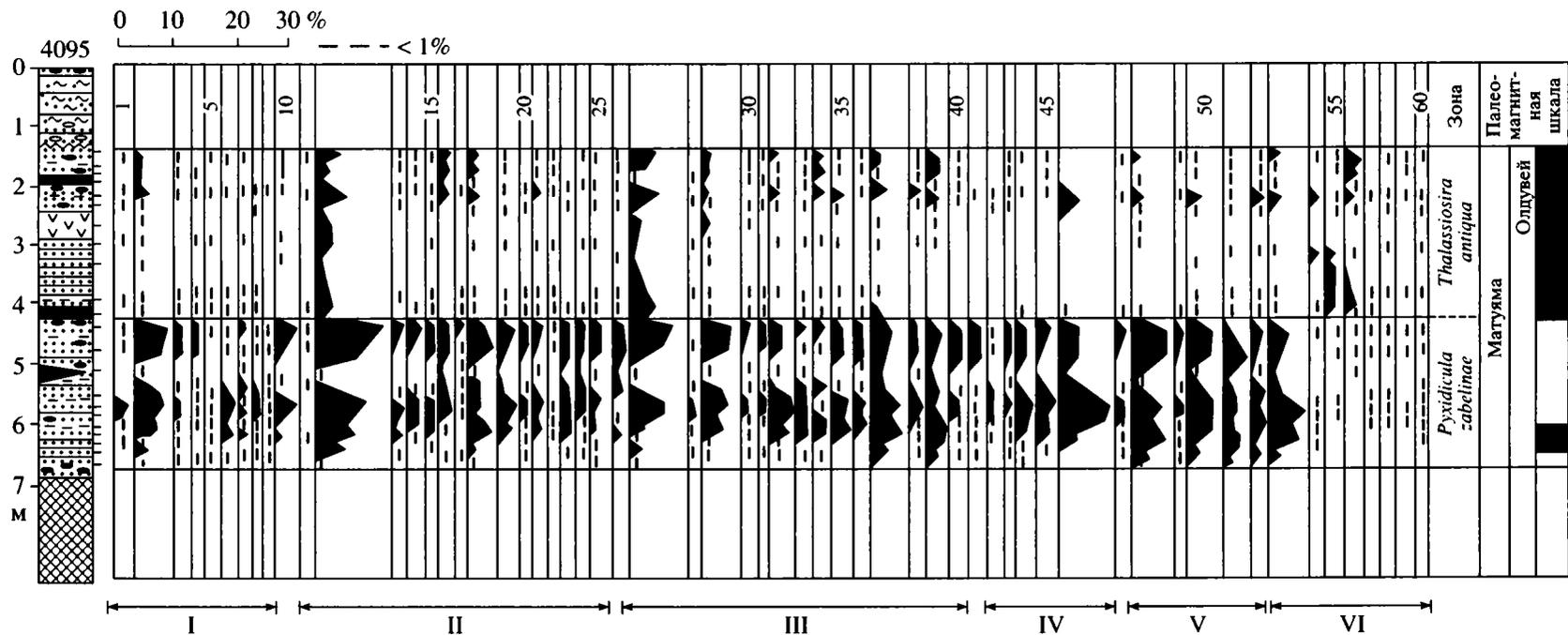


Рис. 5. Распределение диатомей в разрезе 4095. Хлебниковский клиф.

I группа (вымершие в позднем плейстоцене): 1 – *Stephanopyxis horridus* Koizumi, 2 – *Pyxidicula zabelinae* (Sheshukova) Streln. et Nikolaev, 3 – *Thalassiosira antiqua* (Grun.) Cl., 4 – *Th. tertiaria* Sheshukova, 5 – *Th. manifesta* Sheshukova, 6 – *Coscinodiscus pustulatus* Mann, 7 – *Xantiopyxis diaphana* Forti, 8 – *Synedra jouseana* Sheshukova f. *linearis*, 9 – *Cymatosira debyi* Temp. et Brun.;

II группа (вымершие в плейстоцене): 10 – *Stephanopyxis dimorpha* Schrader, 11 – *S. californica* Schrader, 12 – *Thalassiosira gravida* Cl. var. *fossilis* Jousé, 13 – *Th. nidulus* Jousé var. *nidulus*, 14 – *Th. jouseae* Akiba, 15 – *Th. haynaldiella* Jousé + *Porosira* (*Thalassiosira*) *punctata* (Jousé) Makar., 16 – *Th. sheshukovae* Makar., 17 – *Paralia polaris* (Grun.) Gleser, 18 – *Coscinodiscus marginatus* Ehr. var. *fossilis* Jousé, 19 – *Actinocyclus ochotensis* Jouse var. *fossilis* Pushkar, 20 – *A. oculatus* Jousé, 21 – *Proboscia* (*Rhizosolenia*) *barboi* (Brun.) Jordan, 22 – *P. curvirostris* (Jousé) Jordan, 23 – *Neodenticula koizumii* (Simonsen) Akiba et Yanagisawa, 24 – *Nitzschia extincta* Kozyr. et Shesh., 25 – *Trochosira spinosa* Kitt.;

III группа (транзитные, океанические, неритические, аркто- и северобореальные): 26 – *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arn.) Ralfs + var. *cylindrus* Grun., 27 – *Thalassiosira gravida* Cl. var. *gravida*, 28 – *Th. hyalina* (Grun.) Gran, 29 – *Th. eccentrica* (Ehr.) Cl., 30 – *Th. kryophila* (Grun.) Jorg., 31 – *Th. nordenskiöldii* Cl., 32 – *Porosira glacialis* (Grun.) Jorg., 33 – *Melosira arctica* (Ehr.) Dickie in Pritchard, 34 – *Bacterosira fragilis* Gran, 35 – *Coscinodiscus marginatus* Ehr. var. *marginatus*, 36 – *Actinocyclus ochotensis* Jousé var. *ochotensis*, 37 – *Chaetoceros* sp. sp. (resting spores), 38 – *Rhizosolenia setigera* Bright. var. *arctica* I. Kiss?, 39 – *Rhizosolenia hebetata* (Bail.) Gran f. *hiemalis* Gran, 40 – *Pseudopyxilla americana* (Ehr.) Forti, 41 – *Nitzschia cylindra* (Grun.) Hasle;

IV группа (транзитные, океанические и неритические южнобореальные и субтропические): 42 – *Thalassiosira oestrupii* (Ostf.) Hasle, 43 – *Th. decipiens* (Grun.) Jorg., 44 – *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr. var. *asteromphalus*, 45 – *C. radiatus* Ehr.+*C. perforatus* Ehr., 46 – *Actinocyclus curvatus* Janish var. *curvatus* + *A. divisus* (Grun.) Hust., 47 – *Stellarima microtrias* (Ehr.) Hasle et Sims.;

V группа (транзитные, сублиторальные северобореальные): 48 – *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl. var. *sulcata*, 49 – *Radialiplicata sol* (Ehr.) Gleser, 50 – *Hyalodiscus obsoletus* Shesh., 51 – *Odontella aurita* (Lyngb.) Ag., 52 – *Trachyneis aspera* Cl. var. *aspera*, 53 – *Diploneis smithii* (breb.) Cl. var. *Smithii* + *D. interrupta* (Kuetz.) Cl. var. *interrupta*, +*D. subcincta* (A.S.) Cl.;

VI группа. Появившиеся в плейстоцене: 54 – *Thalassiosira pacifica* Gran et Angst., 55 – *Th. latimarginata* Makar., 56 – *Th. antarctica* Comber, 57 – *Th. plicatoides* (Simonsen) Akiba, 58 – *Th. sancettae* Akiba, 59 – *Asteromphalus robustus* Castr., 60 – *Neodenticula seminae* (Simonsen) Akiba et Yanagisawa.

Частота встречаемости: 1%–3 створки. Условные обозначения см. рис. 4.

дов рода *Thalassiosira*: *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, *Th. antarctica*, *Th. nidulus* var. *nidulus* + *Th. jouseae* и *Th. sancettae*. Часто встречаются *Neodenticula seminae* и многообразные формы *Proboscia barboi* и *P. curvirostris*. В туфопесчаниках верхней части пачки возрастает роль сублиторальных видов (до 17.8%), а в число доминантов включается *Paralia sulcata* (18.4%). Встречаемость вида-индекса в туфоалевритах дискретна, а в туфопесчаниках встречаются только единичные экземпляры (3–5 на препарат).

Верхняя подсвита. Отложения верхней подсвиты головнинской свиты (пачки 4–8) изучены в ее стратотипе (рис. 3), в разрезе Хлебниковского клифа (рис. 4) и разрезе 40-метровой террасовидной поверхности на Южно-Курильском перешейке (Пушкар и др., 1998а, б). По палеомагнитному анализу данные отложения относятся к хрону Брюнес.

В стратотипе головнинской свиты комплексы диатомей зоны *Proboscia barboi* выделены в отложениях пачки 4 (разрез 5838) и 7 (разрез 5837 и 6095) (рис. 3). Диатомеи пачки 5 изучены из образцов, отобранных по простирацию разреза в нижней части клифа (рис. 3). Наиболее ярко диатомеи зоны *Proboscia barboi* выражены в разрезе 6095.

В разрезе 5838 в нижней части (9.10–7.8 м) доминируют *Thalassiosira gravida* var. *gravida* (14%) и *Bacterosira fragilis* (10%). В средней части разреза (7.8–5.0 м) диатомеи редки, а в верхней (5.0–2.0 м) значительная роль принадлежит стеногалинному планктону (до 65%). Комплекс отражает климаксное состояние палеосообщества. В разрезе 5837 вымершие диатомеи единичны, доминируют *Paralia sulcata*, *Trachyneis aspera*, *Nitzschia cylindra* + *N. grunowii*, *Odontella aurita*, *Diploneis interrupta*, *D. subcincta*. Комплекс отражает более мелководные отложения, чем одновозрастный комплекс разреза 6095. Только *Proboscia barboi* достигает 2%. Доминантом комплекса (9.5–6.6 м) является *Paralia sulcata* var. *biseriata* (86.8%), по-видимому, вымершая в среднем–начале позднего плейстоцена.

В разрезе Хлебниковского клифа (4695) комплекс диатомей зоны *Proboscia barboi* состоит из 122 таксонов (Пушкар и др., 1998б) и близок комплексу разреза 5838. Здесь же, в разрезах 4795 (6–5.5 м) и 4995 (3.3–4.6 м), выделены комплексы с единичными зональными видами *Proboscia barboi*, но обильными *Paralia sulcata* var. *biseriata* (до 26.8%), что сближает их с комплексом разреза 5837.

На Южно-Курильском перешейке в основании разреза 5800 (5701) (9.8–13 м) выходит пачка туфодиатомитов ($\text{SiO}_{2\text{аморф}} = 74.3\%$). Средняя часть разреза (5.0–9.8 м) сложена тефрогенными алевритами ($\text{SiO}_{2\text{аморф}}$ до 18.96%), верхняя часть (1–5.0 м) – переслаиванием алевритов и песков с

пемзой и прослоями дацитовых пеплов $K_{\text{ук-II-3}}$, $K_{\text{ук-II-2}}$ и $K_{\text{ук-II-1}}$.

В комплексе диатомей встречены вымершие в плейстоцене виды (до 6.7%) *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, *Th. nidulus*, *Th. jouseae*, *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis*, *Proboscia curvirostris*, *P. barboi*, *Stephanopyxis dimorpha*. В целом же в комплексе доминируют планктонные *Actinocyclus curvatulus* var. *curvatulus*, *A. divisus*, *Th. eccentrica* и *Chaetoceros* spp. (resting spores), а из сублиторальных бентических и мелководнопланктонных – *Delphineis kippaе*, *Hyalodiscus obsoletus*, *Paralia sulcata* var. *sulcata*. Вверх по разрезу отмечается смена доминирования планктонных и бентических диатомей, что связывается с трансгрессивными фазами. В этих же отложениях встречены силикофлагелляты *Paradictyocha polyactis* (Ehr.) Freng. f. *completa* Freng., *Distephanus speculum* (Ehr.) Haeckel var. *speculum*, *D. speculum* var. *septenarius* (Ehr.) Jorg., *D. octonarius* (Ehr.) Defl. var. *polyactis* (Jorg.) Gleser и *Dictyocha fibula* (Ehr.) var. *fibula* (в сумме 7%). Находки в комплексе *Distephanus octonarius* var. *polyactis* могут служить дополнительным маркером верхней границы миндельрисса (Жузе, 1969).

Отложения головнинской свиты повсеместно со стратиграфическим перерывом перекрыты туфогенными и озерно-аллювиальными отложениями, выделяемые нами в белозерские слои. В отложениях слоев отмечается чередование холодноводных бентических *Pinnularia borealis* var. *borealis*, *P. lata*, *P. episcopalis*, *P. streptoraphe* et vars, *P. viridis* et var. *intermedia*, *Eunotia bidens* и планктонных умеренно-тепловодных *Aulacoseira granulata*, *A. italica*, *Fragilaria leptostauron* с участием флоры обрастаний родов *Gamphonema* и *Cymbella*.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ

Позднекайнозойская история о. Кунашира характеризовалась нестабильным климатическим режимом и эвстатическим положением уровня моря. Выделяемые нами трансгрессивные ритмы объединяются в позднеплиоценовую кунаширскую трансгрессию с двумя фазами: кунашир-I (2.12–2.0 млн. лет) и кунашир-II (1.8–1.6? млн. лет), разделенные регрессией, а также раннеголовнинскую и позднеголовнинскую трансгрессии раннего и среднего плейстоцена. По сути, формирование отложений головнинской свиты происходило только в трансгрессивные фазы.

Интервал 2.2–1.9 млн. лет характеризуется относительным потеплением климата и крупной трансгрессией по всей Северной Пацифике с подъемом уровня моря выше современного до +50 м (Гладенков, 1988; Басилян и др., 1991; Пушкар, 1998). По данным И. Коидзуми (Koizumi,

1994) среднегодовые температуры поверхностных вод в северо-западном секторе Пацифики в конце плиоцена были выше современных на 3.2°C , что близко к расчетам Дж. Бэррона (Vargon, 1992b). Используя температурный коэффициент T_d (Koizumi, Kanaya, 1977), можно полагать, что Δt даже на ранних олдувейских стадиях составляла у берегов о. Кунашир $+2^{\circ}\text{C}$ (T_d олд. = $19\text{--}20\%$, а T_d совр. = $17\text{--}18\%$). Климатические условия конца позднего плиоцена не были постоянными. Они неоднократно изменялись, как и климат тегелена Европы (Зубаков, 1990), климат времени кутуях Восточной Сибири (Лаухин, 1993) и климат берингийского времени (Sancetta, Silvestri, 1986; Brigham-Grette, Carter, 1992).

Комплекс диатомей зоны *Pyxidicula zabelinae* с высокой частотой встречаемости планктонных видов отражает трансгрессивную фазу кунашир-I. Этот комплекс с субтропическим элементом близок к современным фитоценозам диатомей кунаширского региона, но присутствие субарктических видов не дает основания связывать рассматриваемый комплекс с одним из термических максимумов второй половины астия (пьяченца). Он, скорее всего, отражает умеренные условия одной из климатических фаз 10 суперклимата тегеленского термогиперклимата (Зубаков, 1990). Границы субарктического фронта были близки к современным. Возможным возрастным аналогом комплекса зоны *Pyxidicula zabelinae* являются диатомей зоны *Neodenticula koizumii* в верхах рыбаковской? (разрез 3) и парусной свит о. Итуруп, фиксирующие трансгрессивный цикл в конце позднего плиоцена (Витухин и др., 1996; Oreshkina, 1996).

На Сахалине аналогами комплекса I являются самые верхние слои 5-ой пачки в стратотипе маруямской свиты, имеющие обратную намагниченность и содержащие обилие планктонных *Proboscia barboi*, *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, *Stephanoruxis horridus*, *Pyxidicula zabelinae* и отражающие спад одной из самых поздних позднеплиоценовых сахалинских трансгрессий (Пушкарь, 1983).

На о. Карагинский (таблица) комплексу I отвечает умеренно тепловодный комплекс диатомей верхней части зоны *Neodenticula koizumii* тасатуваямских слоев, датированный в 2.2 ± 0.3 млн. лет (Басилян и др., 1991, Орешкина, 1993).

На Чукотке следы трансгрессивных фаз второй половины времени *Neodenticula koizumii*, очевидно, отмечены в раннеэнмакайских и раннепинакульских отложениях, а также в верхней части среднерыгытгынской подсвиты (Полякова, 1997; Пушкарь, 1998). На Аляске в отложениях слоев Туапактушак (мыс Барроу) и слоев Берингия-III (п-ов Сьюард) выделен комплекс диатомей зоны *Pyxidicula zabelinae*, отражающий трансгрессию

Берингия-III (Чукотское, Берингово моря) и трансгрессию Фишкрик (Арктическая Аляска) (Pushkar et al., 1999).

В отличие от комплекса зоны *Pyxidicula zabelinae* комплекс зоны *Thalassiosira antiqua* отражает начало потепления и новую фазу позднеплиоценовой трансгрессии кунашир-II, последовавшую после резкого глобального похолодания. В разрезе отложений головнинской свиты периоду 1.9–2.0 млн. лет соответствует стратиграфический перерыв.

Следы этой трансгрессии обнаружены на Камчатке в нижних пачках нижеолюховской подсвиты, имеющих прямую намагниченность и формировавшихся в олдувейское время (Басилян, Былинская, 1997; Gladenkov, 1994), и на о. Карагинский, где они, возможно, зафиксированы по комплексу морских диатомей в карагинских слоях вблизи устья р. Юнюньваям (Волобуева и др., 1992).

Синхронными событиями на Чукотке являются ранние фазы энмакайской и пинакульской трансгрессий, которые по комплексам диатомей с *Proboscia barboi* и *Rhizosolenia matuyamai* относятся к концу плиоцена – эоплейстоцену (Невретдинова и др., 1982; Полякова, 1997).

Осадки двух диатомовых зон нижнеголовнинской подсвиты (таблица) коррелируются по спорово-пыльцевым спектрам с *Taxodiaceae* с отложениями средней части формаций *Uranosawa* и *Ikeda* о. Хоккайдо. Реперный слой пемзового потока *Chiyoda*, разделяющий формацию *Uranosawa* на две части, лежит чуть выше палеомагнитного события Реюньон, а возраст верхней части формации, названной позднее *Osarushinai*, датируется по трекам в 1.46 ± 0.23 млн. лет. При этом плио-плейстоценовая граница помещается на уровень *Chiyoda* (Kitagawa et al., 1982). Следовательно, зона *Pyxidicula zabelinae* соответствует собственно формации *Uranosawa* s. str., а зона *Thalassiosira antiqua* – формации *Osarushinai*. Возможно, что хорошо окатанная пемза в низах разреза Хлебниковского клифа (рис. 3, 4), коррелируется с пемзовым потоком *Chiyoda*, датируемым в 2.0 ± 0.1 млн. лет (Kitagawa et al., 1982).

В стратотипе неогена на п-ве Ога о. Хонсю плио-плейстоценовая граница помещена в нижнюю часть формации *Kitaura*, а граница с вышележащей формацией *Wakimoto* – на уровень подхрона Харамильо (Koizumi, Kanaya, 1977; Nakagawa et al., 1982). Зонам *Pyxidicula zabelinae* и *Thalassiosira antiqua* соответствуют морские трансгрессивные пачки нижней части формации *Kitaura* с весьма близким к нижнеголовнинскому комплексу диатомей с *Neodenticula koizumii*.

Вполне очевидными аналогами раннеголовнинской трансгрессии времени *Actinocyclus oculatus-Nitzschia fossilis* являются собственно энмакай-

ская и пинакульская трансгрессии Чукотки (Полякова, 1997) и средние стадии ольховской (карагинской?) трансгрессии Восточной Камчатки (Басилян, Былинская, 1997; Gladenkov, 1994), а также самые поздние трансгрессивные циклы Икеда на о. Хоккайдо и трансгрессии Отадаи, Умегаси и Кокумото на п-ове Босо о. Хонсю, имеющие палеомагнитные и биостратиграфические маркеры (Proceeding..., 1996). Присутствие вымерших видов позволяет выделить в отложениях группы Казуса зоны *Actinocyclus oculatus* (формация Отадаи и самая нижняя часть формации Умегаси), *Nitzschia fossilis* (формация Умегаси и нижняя часть формации Кокумото) и *Nitzschia reinholdii* (верхняя часть формации Кокумото) (Cherepanova et al., 2001).

Комплексы диатомей зоны *Proboscia barboi* верхнеголовнинской подсвиты отражают две трансгрессивные фазы, совпадающие по времени своего формирования с глобальными изотопными стадиями 11 (разрез 5800, 5838, 4695) и 9 (5837, 6095, 4595), во время которых эвстатический подъем уровня моря составлял не менее + 20 м и + 5 м соответственно (Пушкарь и др., 1998а).

На о. Хоккайдо трансгрессивным пачкам верхов головнинской свиты соответствуют морские слои формации *Otoebetsugawa* с умеренно-тепловой фауной моллюсков (Kitagawa et al., 1987), а также верхняя часть формации *Wakimoto* и нижняя часть *Shibikawa* на п-ве Ога, из которых выделены близкие комплексы диатомей (Koizumi, Kanaya, 1977). В Берингийском секторе трансгрессия ярмутского межледниковья (11 и 9 КИС) имела яркое проявление и известна как анвильская (слои Кэйп-Блоссом) Западной Аляски, январинотская на Чукотке и вайнрихтская (слои Кармук) на Арктической Аляске (Иванов, 1986; Полякова, 1997; Kaufman, Brigham-Grette, 1993; Pushkar et al., 1999). На п-ве Камчатка комплекс диатомей среднеплейстоценовой трансгрессии обнаружен в отложениях верхнеольховской подсвиты и лахтаксской свиты (Долматова, Невреддинова, 1975; Gladenkov, 1994), но А.Ю. Гладенков не исключает, что прямонамагнитные породы верхнеольховской подсвиты соответствуют эпизоду Харамильо.

Достаточно ярко события 11 и 9 КИС отражены в пелагических фациях Северо-Западной Пацифики (Жузе, 1962; Пушкарь, 1998; Sancetta, Silvestri, 1986; Koizumi, 1994) и различных фациях окраинных морей (Орешкина, 1996; Черепанова и др., 1997; Пушкарь, 1998).

Разрез плио-плейстоценовых отложений зал. Измены фиксирует три мощные фазы эруптивной активности вулкана Головнина, представленных отложениями пемзовых пирокластических потоков "реюньонского" (Khl-6, 7), олдувейского (Khl-5) и среднеплейстоценового (Khl-II-4) воз-

раста (рис. 2). Возрастными аналогами этих отложений является серия позднеплиоценовых и среднеплейстоценовых (Kbl-II-1) пирокластических потоков, слагающих южную часть Головнинского клифа. Мощные направленные выбросы пирокластиков, по-видимому, происходили в южном и юго-восточном направлениях. Активная вулканическая деятельность на юге о. Кунашир происходила синхронно с активизацией вулканов о. Хоккайдо в плиоцене и среднем-позднем плейстоцене (Okumura, 1988) и обусловила формирование на шельфе мощных толщ тефроидов и туффитов, состав которых во многом унаследован от переработанной тефры.

Аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки белозерских слоев, возможно, отражают время каргинского (?) интергляциала позднего плейстоцена, хотя не исключено, что линза туфодиадомитов м. Пузанова с флорой *Stephanodiscus Aulacoseira*, входящая в объем белозерских слев, может быть датирована средним плейстоценом. Очевидно, между отложениями и событиями среднего плейстоцена (миндель-рисс) и позднего плейстоцена (средний вюрм) существует значительный стратиграфический и палеогеографический перерыв.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных экспедиционных и лабораторных работ по изучению отложений головнинской свиты Южного Кунашира (Курилы) показана возможность ее расчленения на три подсвиты, формирование которых связано с трансгрессивными условиями и сопровождалось периодами активной вулканической деятельности. Диатомеи, имеющие высокую встречаемость и хорошую сохранность, послужили ортостратиграфической группой для детального биостратиграфического расчленения вмещающих осадков. Отложения нижней подсвиты, отнесенные к зонам *Pyxidicula zabelinae* и *Thalassiosira antiqua* сформированы в первую – кунашир-I (2.12–2.0 млн. лет) и вторую – кунашир-II (1.8–1.6 млн. лет) позднеплиоценовые фазы кунаширской трансгрессии. Отложения средней подсвиты сформированы во время раннеголовнинской трансгрессии, следы которой записаны диатомовыми комплексами в отложениях зон *Actinocyclus oculatus* и *Nitzschia fossilis*, датированных ранним плейстоценом. После длительного перерыва в осадконакоплении последовал заключительный трансгрессивный этап формирования вулканогенно-осадочных пачек головнинской свиты, отнесенных к верхней части зоны *Proboscia barboi* (0.43–0.28 млн. лет). Фазы самой поздней головнинской трансгрессии совпадают с 11 и 9 кислородно-изотопными стадиями.

На основе палеоэкологического анализа комплексов диатомей, тефростратиграфических и палеомагнитных маркеров, а также и на событийной стратиграфической основе (периодичность изменений палеоклимата, трансгрессивные циклы) проведена широкая корреляция отложений головнинской свиты с толщами плиоцена и квартера Чукотки, Аляски, Камчатки, Сахалина, Японии и глубоководными тихоокеанскими стандартами. Проведенная транстихоокеанская корреляция отложений показала возможность использования отложений островных шельфов Западной Пацифики в качестве звена при корреляции отложений высоких и низких широт, а также фаций окраинных морей и пелагических зон океана.

Авторы искренне признательны своим коллегам, предоставившим данные по палинологии (Л.М. Мохова – ТИГ ДВО РАН), фауне моллюсков (В.Д. Худик – ДВГИ ДВО РАН), палеомагнитному анализу (В.В. Шаповалов-Чупрынин – ТОИ ДВО РАН), диатомовому анализу белозерских отложений (Т.А. Гребенникова – ТИГ ДВО РАН, М.В. Черепанова – БПИ ДВО РАН), позволившие завершить работу, и В.Б. Базаровой (ТИГ ДВО РАН) за помощь в полевых работах. Большую помощь авторам оказал Б.Н. Пискунов (ИМГ ДВО РАН), сделавший ряд конкретных замечаний по предварительной рукописи. Советы авторам по корреляции отложений были даны Ван Пинсяном (Университет Тондзи, Шанхай), Дж. Брайэм-Греттой (Университет Массачусетс, США), Д. Кауфманом (Университет Юта, США) и Ч. Репеннингом (О-во палеонтологии позвоночных, Лэйквуд, США). Особую признательность авторы выражают профессору Ю.Б. Гладенкову (ГИН РАН), чье постоянное внимание к нашим исследованиям и ценные консультации по биостратиграфии шельфовых отложений помогли сформулировать и решить основные задачи работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-64837).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басилян А.Э., Баринов К.Б., Орешкина Т.В., Трубин В.М. Плиоценовые трансгрессии Берингова моря // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 5–24.
- Басилян А.Э., Былинская М.Е. Шельф Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) в позднем плиоцене – раннем квартере (ольховское время) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 83–91.
- Булгаков Р.Ф. История развития Южных островов Большой Курильской гряды в плейстоцене. Автореф. дис... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1994. 16 с.
- Витухин Д.И., Орешкина Т.В., Пушаровский М.Ю., Цуканов Н.В. Новые данные по геологии острова Итуруп (Курильская островная дуга) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 55–68.
- Волобуева В.И., Белая Б.В., Долматова Л.М. и др. Опорный разрез морского неогена северо-востока Азии на острове Карагинском. Часть I. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 111 с.
- Гладенков Ю. Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1988. 212 с.
- Долматова Л.М., Невретдинова Т.Л. Комплексы морских диатомей позднего плиоцена и раннего плейстоцена Камчатки и северо-востока СССР. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Л.: Недра, 1975. № 22. С. 36–41.
- Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неверова Т.И. и др. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 252 с.
- Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 260 с.
- Жузе А.П. Диатомей в осадках плейстоценового и позднеплиоценового возраста бореальной области Тихого океана. Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969. С. 5–27.
- Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 223 с.
- Иванов В.Ф. Четвертичные отложения Восточной Чукотки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 140 с.
- Лаухин С.А. Изменения климата в плиоцене-плейстоцене Северо-Восточной Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 6. С. 59–65.
- Невретдинова Т.Л., Кистерова И.Б., Терехова В.Е. и др. Новые данные по палеоботанической характеристике пинакульской и крустовской свит Чукотки // Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. Вып. 1. С. 16–18.
- Орешкина Т.В. Диатомей и неогеновые события в субарктической Пацифике // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 3. С. 84–90.
- Орешкина Т.В. Диатомей и палеообстановки плиоцен-плейстоцена северной части Татарского пролива // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1996. Т. 4. № 3. С. 81–87.
- Пискунов Б.Н. О плиоценовых отложениях южной части о. Кунашир (Курильские о-ва). Тр. СахКНИИ. 1963. Вып. 15. С. 82–84.
- Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.
- Пушкар В.С. Диатомей и возраст маруямской свиты (стратотип) о. Сахалин. Палеоботаника и фитостратиграфия Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 116–127.
- Пушкар В.С. Палеогеография Северной Пацифики в позднем плиоцене и плейстоцене (палеоэкологический анализ по диатомеям). Автореф. дис... докт. геогр. наук. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 1998. 51 с.
- Пушкар В.С., Разжигаяева Н.Г., Короткий А.М., Мохова Л.М. Отложения и возраст позднеголовнинской трансгрессии на о. Кунашир (средний плейстоцен) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998а. № 6. С. 50–64.

- Пушкаръ В.С., Разжигаета Н.Г., Короткий А.М. и др. Плиоцен-плейстоценовые отложения и события побережья залива Измены (Южный Кунашир, Курильские острова) // Тихоокеанская геология. 1998 б. Т. 17. № 5. С. 50–64.
- Разжигаета Н.Г., Гребенникова Т.А., Базарова В.Б. и др. Континентальный поздний плейстоцен о. Кунашир (Курильские острова) // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 2. С. 73–86.
- Разжигаета Н.Г., Пушкаръ В.С., Гребенникова Т.А. Состав тефры головнинской свиты и этапы вулканической активности на юге о. Кунашир (Курильские острова) в плио-плейстоцене // Вулканология и сейсмология. 2002. № 3 С. 11–27.
- Черепанова М.В., Пушкаръ В.С., Короткий А.М. и др. Стратиграфия отложений шельфа Восточного Сахалина. Морские террасы и история шельфа о. Сахалин. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 92–117.
- Barron J.A. Neogene Diatom Datum levels in the Equatorial and North Pacific // Centenary of Japanese Micropaleontology. Japan, Tokyo. 1992a. P. 413–425.
- Barron J.A. Pliocene Paleoclimatic interpretation of DSDP Site 580 (NW Pacific) using diatoms // Mar. Microp. 1992b. № 20. P. 23–44.
- Barron J.A., Gladenkov A.Yu. Early Miocene to Pleistocene Diatom Stratigraphy of Leg. 145. Proc. ODP. Sci. Res. 1995. V. 145. P. 3–19.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. Geochronology Time Scale and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Special Publ. 1995. № 54. P. 129–212.
- Brigham-Grette J., Carter L.D. Pliocene marine transgressions of Northern Alaska: Circumarctic Correlation and Paleoclimatic Interpretation // Arctic. 1992. V. 45. № 1. P. 74–89.
- Cande S.C., Kent D.V. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res., 1995. V. 100. P. 6093–6095.
- Cherepanova M.V., Pushkar V.S., Razjigaeva N.G. et al. Marine diatoms of the Kazusa Group in the type locality of the Boso Peninsula (Honshu, Japan) // Quaternary Res. 2002. V. 41. P. 1–10.
- Gladenkov A. Yu. Diatom assemblages from the Plio-Pleistocene Boundary beds in Kamchatka, Russia // Micropaleontol. 1994. V. 40. № 1. P. 79–93.
- Kaufman D.S., Brigham-Grette J. Aminostratigraphic correlation and paleotemperature implication, Pliocene-Pleistocene high sea – level deposits, Northwestern Alaska // Quaternary Sci. Rev. 1993. V. 12. P. 21–33.
- Kitagawa Y., Yoshida M., Fujiwara Y. et al. The Plio-Pleistocene boundary in the Tokachi Tectonic Basin and the Ishikari Lowland, Hokkaido, Japan. The Third Report on the Plio-Pleistocene Boundary in Japan. Kyoto, Japan, 1982. P. 4–17.
- Kitagawa Y., Igarashi Y., Akamatsu M., Yoshida M. A review of Pleistocene Stratigraphy in the Ishikari Lowland, Hokkaido Island, Northern Japan // Proc. 1st Int. Coll. Quatern. Stratigr. of Asia and Pacific Area, Osaka, 1986. Osaka, 1987. P. 9–17.
- Koizumi I. Spectral analysis of the diatom paleotemperature records at DSDP Sites 579 and 580 near the subarctic front in the western North Pacific // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1994. V. 108. P. 475–485.
- Koizumi I., Tanimura Y. Neogene Diatom biostratigraphy of the Middle Latitude Western North Pacific, DSDP, Leg. 86. Inif. Reports. DSDP, 1985. V. 86. P. 269–300.
- Koizumi I., Kanaya T. Correlation of Late Neogene sections on the Oga Peninsula and Akita City, Northeast Japan. Prof. Husioka Mem. vol. Japan, 1977. P. 401–412.
- Ling Hsin Yi. Distribution and biostratigraphic significance of Dictyocha subcerctios (Silicoflagellatae) in North Pacific // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S. № 101, 1976. P. 264–270.
- Nakagawa H., Matoba Y., Kitazato H., Niitsuma N. Plio-Pleistocene Stratigraphy in Oga Peninsula, Northern Honshu, Japan. The Third Report on the Plio-Pleistocene Boundary in Japan. Kyoto, Japan, 1982. P. 59–69.
- Okumura K. Recurrence of large pyroclastic flows and innovation of volcanic activity in Eastern Hokkaido. Kagoshima International Conference on Volcanoes, 1988. P.398.
- Oreshkina T.V. Late Cenozoic transgressive diatom assemblages of the South Kurile Islands. 14th Diatom Symp. Tokyo. 1996. P. 629–638.
- Proceedings on the Research of Stratotype for the Lower-Middle Pleistocene Boundary, Tokyo, 1996. 91 p.
- Pushkar V.S., Roof S.R., Cherepanova M.V., et al. Paleogeographic and paleoclimatic significance of diatoms from middle Pleistocene marine and glaciomarine deposits on Baldwin Peninsula, northwestern Alaska // Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1999. V.152. P. 67–85.
- Raymo M.E. Global climate change: a three million year perspective // Start of Glacial. NATO ASI Series. 1992. V. 13. P. 35–46.
- Sancetta C., Silvestri S.M. Pliocene-Pleistocene evolution of the North Pacific Ocean-Atmosphere System, interpreted from fossil diatoms // Paleoceanography. 1986. V. 1. № 2. P. 163–180.
- Williams D.F., Thunell R.C., Tappa E. et al. Chronology of the Pleistocene Oxygen Isotope Record: 0–1.88 My BP // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1988. V. 64. P. 221–240.
- Zijderveld J. D. A., Hilgen F.J., Laugereis C.G. et al. Integrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Miocene-Lower Pliocene from the Monte Singa and Crotone areas in Calabria, Italy // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. V. 107 (3/4). P. 697–714.

Рецензенты М.Н. Алексеев, Ю.Б. Гладенков

УДК 56:581:551.79.792(476)

ФЛОРА И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ДОНАРЕВСКОГО ПЛЕЙСТОЦЕНА БЕЛАРУСИ

© 2003 г. Т. В. Якубовская, Э. А. Крутоус

Институт геологических наук Национальной академии наук Беларуси, Минск

Поступила в редакцию 27.12.2000 г., получена после доработки 15.10.2001 г.

На основании палеокарпологических исследований приводятся подробные сведения о составе и эволюции флоры и растительности, существовавшей на территории Беларуси от начала плейстоцена донаревского покровного оледенения. Выявлены основные особенности преобразования позднеплиоценовой флоры во флору гляциоплейстоцена. Климатическая интерпретация состава флоры и растительности и их эволюция показали, что в раннем плейстоцене (эоплейстоцене) Беларуси выделяются вселюбский криохрон, ельнинский термохрон, жлобинский криохрон и рогачевский термохрон. В донаревской части среднего плейстоцена Беларуси описаны варяжский криохрон (оледенение) и ружанский термохрон (межледниковье). Существенные изменения в составе флоры, особенно в группе реликтов, отмечены на рубеже раннего и среднего плейстоцена и связаны с варяжским оледенением.

Ключевые слова. Беларусь, ранний и средний плейстоцен, палеокарпология, флора, растительность, термохрон, криохрон.

ВВЕДЕНИЕ

В Беларуси используется уточненная стратиграфическая схема квартера с нижней границей около 1.8 млн лет (Вознячук, 1981; Якубовская, Назаров, 1993; Величкевич и др. 1993; Величкевич и др. 1996; Якубовская, 1998; Геология Беларуси, 2001). К донаревскому плейстоцену относятся отложения гомельского надгоризонта нижнего звена квартера (эоплейстоцена) и брестского надгоризонта в основании среднего звена (нижнего неоплейстоцена России). Гляциоплейстоцен традиционно начинается с наревского оледенения. Стратиграфия гомельского и брестского надгоризонтов разработана на основе палеонтологических исследований, среди которых важная роль принадлежит палеокарпологии.

Вслед за Л.Н. Вознячуком два основных стратиграфических подразделения донаревского плейстоцена Беларуси понимаются нами как надгоризонты – гомельский и брестский, включающие несколько горизонтов, соответствующих криохронам и термохронам (табл. 1). В основном по результатам палеоботанических и палеоэнтомологических исследований в гомельском надгоризонте выделяются вселюбский, ельнинский, жлобинский и рогачевский горизонты, в брестском – варяжский и ружанский горизонты.

В разрезе четвертичной системы Беларуси выявлены два палеомагнитных репера – субзона Олдувей в глинистой пачке верхнеплиоценовых отложений у д. Дворец Речицкого района Гомель-

ской области (Якубовская, 1992) и граница ортозон Матуяма и Брюнес в разрезе скважины 3 (дубль скважины 13) у д. Смолярка Березовского района Брестской области (Санько, Моисеев, 1996) в средней части брестского надгоризонта.

Граница нижнего и среднего плейстоцена с возрастом около 0.8 млн лет приурочена к подошве брестского надгоризонта. К нижнему плейстоцену Беларуси отнесены континентальные аналоги апшеронского региояруса (Вознячук, 1985; Махнач, 1977; Горецкий, 1977, 1980). В таком объеме он соответствует гурийскому региоярусу черноморской шкалы с его тремя горизонтами (Чепалыга, 1997) и эоплейстоцену Русской равнины (табл. 1).

Ископаемая флора из отложений донаревского плейстоцена Беларуси изучалась П.И. Дорофеевым в 1966–1967 гг. (результаты полностью не опубликованы), Ф.Ю. Величкевичем (1982, Величкевич, 1973; Величкевич и др., 1993), Э.А. Крутоус (1979, 1982, 1985, 1990), Т.В. Якубовской (1984, 1985; Якубовская, 1978; Якубовская, Рылова, 1992; Якубовская, Назаров, 1993). На основании этих исследований выявлен состав флоры в отложениях каждого горизонта.

Изменения в видовом составе донаревской флоры квартера на протяжении ее существования (около 1 млн лет) отражают особенности преобразования позднеплиоценовой флоры во флору гляциоплейстоцена. Этот процесс в Беларуси до сих пор мало исследован. Предыдущие работы палеокарпологов Беларуси показали, что

Таблица 1. Схема стратиграфического расчленения и корреляции нижнего и части среднего плейстоцена Беларуси

Палеомагнитная шкала млн. лет (Berggren et al., 1995)	$\delta^{18}O$ (Shackleton, 1997)	Общая шкала Отдел, звено	Беларусь, (Якубовская, 1998) Надгоризонт, горизонт	Беларусь (Вознячук, 1985) Надгоризонт, горизонт	Литва (Кондратене, 1996) Гляциал, интергляциал	Польша (Lindner i in., 1998) Гляциал, интергляциал	Нидерланды (Zagwijn, 1989) Гляциал, интергляциал	Центральные районы России (Неоплейстоцен по Шиху и др., 2001; зоплейстоцен по Иосифовой, 1998)					
0.8	Брюнес	16	Ясельдинский –	Сервечский	Дзукия –	Сан I –	Оледенение В	Донской –					
		17	Корчевский +	Минский	Бине +	Малопольский	Вестерховен +	Ильинский + –					
		18	Наревский –	Наревский	Нальша –	интергляциал – +	Оледенение А	Покровский –					
		19	Брестский Ружанский +	Брестский	Кяменай +	Ваарденбург +	Петропавловский – +						
		20	Варяжский –		Кальвяй –	Нида –	Дорст – Леердам + Линге – Бавел s: st. +						
	Матуяма	21–26	Плейстоцен	? – +		Даумантай (толща) – +	Подляский интергляциал +		Порт-Катонский – +				
		27–31	Нижний	Рогачевский +	Ельнинский				Острогжский +				
		32–46		Жлобиский –			Нарев –	Менап –	Дивногорьевская св. – Нововоронежский. –				
		47–49		Ельнинский +			Целестинов +	Ваал +	Несмеяновский +				
		50–63		Вселюбский –		Гомельский	Отвоцк –	Эбурон –	Стрелица-1 – Кутейниковский –				
		2.6		1.8		Плиоцен	Верхний	Колочинский	Дворецкий + –	Дворецкий	Аникщяй – + (толща)	Понужьца +	Тегелен +
	Ольховский –									Ружце – +	Претегелен –		
	Гаусс	104				Холмечский +		Ревер +					

Примечание. Межледниковье, термохрон обозначены знаком плюс, оледенение, криохрон – знаком минус.

для изучения эволюции флоры позднего кайнозоя наиболее подходящим объектом оказываются реликты ископаемой флоры. Показатели их участия в составе флор, образующих хронологический ряд, отражают принцип Ляйеля–Ридов, согласно которому чем древнее флора, тем больше в ней вымерших и чуждых родов или видов. Этот принцип до сих пор служит одним из важнейших инструментов для определения относительного возраста ископаемых флор.

Приведенные на рис. 1 диаграммы отражают существенные различия в соотношении групп реликтов как в целом для гомельского и брестского этапов развития флоры, так и в их термохронах и криохронах, а также резкие изменения на рубеже этих этапов и при переходе к первой посленаревской флоре корчевского межледниковья. Всего в донаревской флоре учтено 160 видов. Из них к об-

щим с предшествующей позднеплиоценовой флорой разреза Дворец можно отнести 60 видов или 38%. На рубеже гомельского и брестского времени количество всех реликтов и особенно доля вымерших видов резко сократилась. Если среди 130 таксонов гомельской флоры 36% были реликтами, из них 27% вымершие, то из 102 таксонов брестской флоры к реликтам относятся 30%, в том числе лишь 9% вымерших. Соответственно возрастала доля современных видов среди реликтов. Тенденция к уменьшению доли реликтов сохранялась и при трансформации флоры брестского времени в первую посленаревскую флору корчевского межледниковья среднего плейстоцена, в которой из учтенных 110 видов (Якубовская, 1978; Величкевич, 1982, 1986) к реликтам дворцкой флоры можно причислить лишь 20%, из них вымерших видов еще меньше, всего 4%.

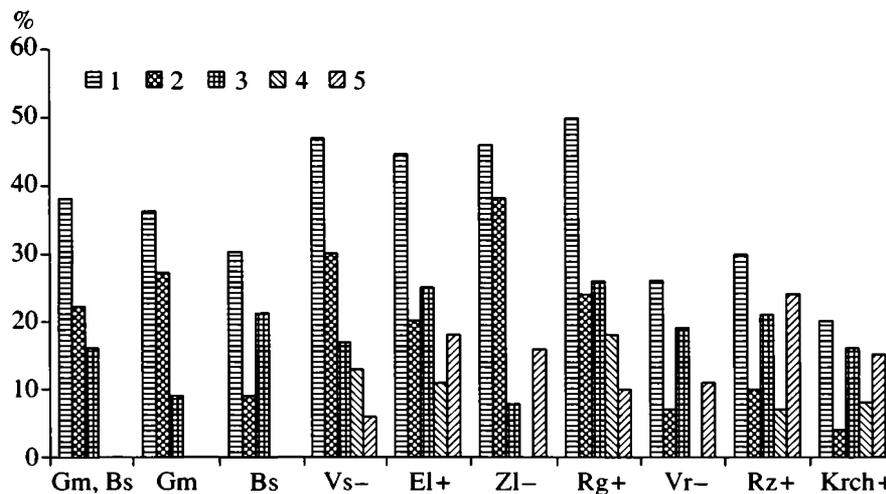


Рис. 1. Соотношение групп реликтов и видов первого появления во флорах донаревского плейстоцена Беларуси и первого последонаревского межледникового (корчевского).

1 – все реликты; 2 – вымершие реликты; 3 – современные реликты; 4 – реликты группы LAD; 5 – виды FAD; Gm, Bs – в целом гомельский и брестский этапы; Gm – гомельский этап; Bs – брестский этап; Vs – вселюбский криохрон; El+ – ельнинский термохрон; Zl – жлобинский криохрон; Rg+ – рогачевский термохрон; Vr – варяжский криохрон; Rz+ – ружанский термохрон; Krch+ – корчевское межледниковье. Показатели видов последнего появления (LAD) и видов первого появления (FAD) рассчитаны для термохронов (+) и криохронов (–)

Скачкообразное изменение темпов эволюции флоры при переходе от раннего плейстоцена (гомельского этапа) к среднему плейстоцену (брестскому этапу) и далее к межледниковой флоре корчевского времени соответствует катастрофическим событиям, оказавшим угнетающее влияние на древний элемент. Такими событиями, на наш взгляд, могли быть покровные оледенения в Северном полушарии.

Характер растительных группировок прошлого можно изучать лишь на основании состава флоры. Восстанавливая растительность для некоторых интервалов донаревского плейстоцена на базе палеокарпологических и, частично, палинологических материалов, мы использовали данные о геологической ситуации и обстановках осадконакопления в конкретных местонахождениях флоры. Реконструкция растительности и ландшафтов сделана для экстремумов термохронов и криохронов. В донаревском плейстоцене в пределах территории Беларуси уже существовали и неоднократно мигрировали зоны растительности от широколиственных и смешанных хвойно-широколиственных лесов, в которых доминировали представители современных родов белорусской флоры, до, возможно, приледниковой тундро-степи, в которой преобладали группировки чуждых нынешней флоре Беларуси арктобореальных плаунов, некоторых представителей полыней и др.

ГОМЕЛЬСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ФЛОРЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Гомельский этап по длительности соответствует всему раннему плейстоцену. В нем выделяются вселюбский криохрон, ельнинский термохрон, жлобинский криохрон и рогачевский термохрон, флора которых существенно различается по видовому составу, особенно по составу и количеству реликтов, видов первого (FAD) и последнего (LAD) появления. Эти подразделения не исчерпывают всего объема раннего плейстоцена, заключительный отрезок его остается не изученным, что отражено вопросительным знаком (?) в соответствующей ячейке стратиграфической схемы (табл. 1).

Хронология раннего плейстоцена Беларуси основана на результатах палеоботанического изучения последовательного ряда следующих опорных разрезов: Холмеч-3, в котором старичные глины мощностью 0,8–1,05 м обнажаются выше уреза воды в погребенной террасе р. Днепр в нескольких местах между дд. Холмеч и Дворец Речицкого района Гомельской области (Плюцен Речицкого..., 1987); скважина 141, торф на глуб. 156,0–157,8 м у д. Микелевщина Мостовского района Гродненской области (Вазнячук, 1978; Якубоўская, 1978) и скважина 6, гумусированные супеси (алевриты) и торфянистая гиттия на глуб. 29,8–37,8 м у д. Химы Рогачевского района Гомельской области (Величкевич, Рылова, 1988), а также других разрезов скважин (рис. 2). Состав

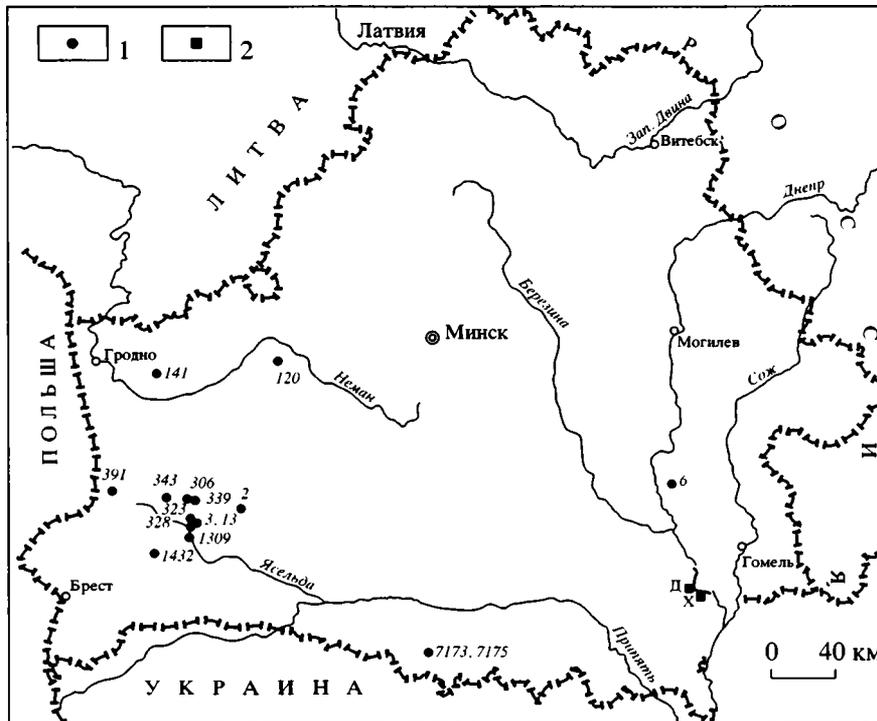


Рис. 2. Опорные разрезы нижней и донаревской части среднего плейстоцена Беларуси.

1 – номер и местоположение скважин: 2 – г. Ивацевичи Брестской области, 3, 13 – д. Смолярка Березовского района Брестской области, 6 – д. Химы Рогачевского района Гомельской области, 120 – д. Лозы Новогрудского района Гродненской области, 141 – д. Микелевщина Мостовского района Гродненской области, 306 – д. Иодчики Пружанского района Брестской области, 323, 328 – д. Бронная Гора Березовского района Брестской области, 339 – д. Квасевичи Пружанского района Брестской области, 343 – д. Верчицы Пружанского района Брестской области, 391 – д. Лихосельцы Пружанского района Брестской области, 1309 – д. Стрингин Березовского района Брестской области, 1432 – д. Постоново Березовского района Брестской области, 7173, 7175 – д. Букча Лельчицкого района Гомельской области; 2 – обнажения: Д – д. Дворец Речицкого района Гомельской области, X – д. Холмеч Речицкого района Гомельской области.

изученной флоры из всех известных местонахождений приводится в таблице 2.

В с е л ю б с к и й к р и о х р о н. Этот интервал является самым продолжительным в раннем плейстоцене Беларуси. Он может соответствовать примерно 50–63 ярусам изотопно-кислородной шкалы (Shackleton, 1997). Выделяется на основании состава ископаемой флоры и энтомофауны с отчетливыми следами резкого похолодания климата (Якубовская, Назаров, 1993). Это время формирования вселюбской свиты Понеманья (Горецкий, 1980) и коррелятных ей отложений в Поднепровье, описанных как верхнедворецкая подсвита дворецкой свиты (Плиоцен Речицкого..., 1987).

Палеоботанические материалы, характеризующие вселюбский криохрон в Понеманье, получены по разрезам вселюбской свиты (Махнач, Рылова, 1977; Горецкий, 1980; Рылова, 1980; Якубовская, 1984). Спорово-пыльцевые спектры изучены в разрезе скв. 120 у д. Лозы Новогрудского района, на основании которых Н.А. Махнач и Т.Б. Рылова (1977, с. 153) отмечают, “что харак-

тер всего растительного покрова в это время резко изменяется в связи со значительным похолоданием, вызванным приближением первого покровного оледенения”. Палинологические данные хорошо сочетаются с семенной флорой, включающей *Selaginella selaginoides*, *Potamogeton filiformis*, *P. vaginatus*, *Carex paucifloroides* и другие виды, свидетельствующие о довольно суровом климате.

Природная обстановка вселюбского времени на юго-востоке территории Беларуси восстановлена по материалам детального изучения обнажений правого берега Днепра между дд. Холмеч и Дворец. В местонахождении Холмеч-3 (Зинова и др., 1981; Якубовская, 1985; Плиоцен Речицкого..., 1987) семенная флора отличается своеобразным сочетанием позднелиценных реликтов – *Azolla interglacialis*, *Selaginella borysthena*., *Pilularia pliocenica*, *Alisma plantago-pliedenica*, *Elatine pseudoalsinastrum*, *Myriophyllum parvicarpum* и видов, свойственных ледниковым флорам плейстоцена, – *Selaginella selaginoides*, *S. helvetica*, *S. tetraedra*, *Potamogeton filiformis*, *P. vaginatus*, *Betula cf. humilis* и др. По этим данным лишь вселюбский криохрон среди всех донаревских криохро-

Таблица 2. Состав семенной флоры донарецкого плейстоцена Беларуси

Вид	Время					
	Вселюбское	Ельнинское	Жлобинское	Рогачевское	Варяжское	Ружанское
<i>Azolla interglacialis</i> P.Nikit.	—	—	—	—		—
<i>A. pseudopinnata</i> P.Nikit.		—				
<i>Salvinia tuberculata</i> P.Nikit.		—				
<i>S. glabra</i> P.Nikit.		—				
<i>S. aphtosa</i> Wielicz.				—		
<i>S. natans</i> (L.) All. et var.		—	—	—	—	—
<i>Selaginella borysthenica</i> Dorof. et Wielicz.	—		—	—		
<i>S. reticulata</i> Dorof. et Wielicz.		—	—	—		
<i>S. tetraedra</i> Wielicz.	—					
<i>S. helvetica</i> (L.) Spring.	—				—	
<i>S. selaginoides</i> (L.) Link et var.	—				—	
<i>Pilularia pliocenica</i> Dorof.	—					
<i>Isoetes lacustris</i> L.		—			—	—
<i>Pinus cf. sylvestris</i> L., <i>Pinus</i> sp.	—	—		—		—
<i>Larix</i> sp.		—		—		
<i>Picea</i> sp.						—
<i>Typha latifolia</i> L.						—
<i>Typha</i> sp. sp.		—		—	—	—
<i>Sparganium minimum</i> Wallr.	—			—		—
<i>S. emersum</i> Rehm.		—				—
<i>Potamogeton pectinatus</i> L.		—				—
<i>P. filiformis</i> Pers.	—			—	—	—
<i>P. vaginatus</i> Turcz.	—			—	—	—
<i>P. ex gr.maackianus</i> A.Br.		—			—	—
<i>P. praemaackianus</i> Wielicz.		—				
<i>P. felixi</i> Dorof.		—				
<i>P. ultimus</i> Dorof.				—		
<i>P. crispus</i> L.						—
<i>P. palaeocompressus</i> Dorof.				—		
<i>P. compressus</i> L.		—				—
<i>P. acutifolius</i> Link						—
<i>P. praeacutifolius</i> T.V. Jakub.	—					
<i>P. trichoides</i> Cham.et Schlecht.				—		
<i>P. tenuifolius</i> Raf.		—				
<i>P. ex gr. coloratus</i> Hornem.	—					
<i>P. pseudofriesii</i> Dorof.				—		
<i>P. friesii</i> Rupr.						—
<i>P. pseudorutilus</i> Dorof.		—				
<i>P. rutilus</i> Wulf.		—		—	—	—
<i>P. obtusifolius</i> Mert. et Koch	—	—				—
<i>P. obtusatus</i> Dorof.				—		
<i>P. pusillus</i> L.		—		—	—	—
<i>P. natans</i> L.	—	—		—		—
<i>P. sivcovense</i> Dorof.		—				
<i>P. lucens</i> L.		—				
<i>P. perfoliatus</i> L.		—			—	
<i>P. perforatus</i> Wielicz.		—	—	—		
<i>P. praelongus</i> Wulf.		—			—	—
<i>P. densus</i> L.					—	—
<i>Potamogeton</i> sp.sp.	—	—		—	—	—
<i>Najas marina</i> L.		—		—		—
<i>N. major</i> All.		—				
<i>Caulinia palaeotenuissima</i> Dorof.		—				—

Таблица 2. Продолжение

Вид	Время					
	Вселюбское	Ельнинское	Жлобинское	Рогачевское	Варяжское	Ружанское
<i>C. interglacialis</i> Wieliczk.		----				
<i>C. minor</i> (All.) Coss. et Germ.		----				----
<i>Alisma plantago-aquatica</i> L.		----		----		----
<i>A. plantago-plitocenic</i> a P.Nikit.	----					----
<i>A. plantago-minima</i> P.Nikit.	----					----
Alismataceae gen.	----					----
<i>Sagittaria sagitifolia</i> L.				----		----
<i>Stratiotes aloides</i> L.						----
<i>S. brevispermus</i> Wieliczk.		----				
<i>S. intermedius</i> (Hartz) Chandl.	----			----	----	----
<i>Hydrocharis morsus-ranae</i> L.				----		
<i>Scheuchzeria palustris</i> L.		----				
<i>Cyperus glomeratus</i> L.						----
<i>Scirpus sylvaticus</i> L.	----					----
<i>S. atroviroides</i> Dorof.		----		----	----	----
<i>S. lacustris</i> L.		----		—var.		----
<i>S. kreczetoviczii</i> Wieliczk.				----	----	----
<i>S. mucronatus</i> L.						----
<i>S. triquet</i> er L.						----
<i>Eleocharis praemaximoviczii</i> Dorof.	----	----		----		----
<i>E. ovata</i> (Roth) Roem. et Schult.						----
<i>E. palustris</i> (L.) Roem et. Schult.	----				----	----
<i>Carex blysmoides</i> Dorof.			----	----	----	----
<i>C. paucifloroides</i> Wieliczk.	----	----		----		----
<i>C. pauciflora</i> L.						----
<i>C. cf. vesicaria</i> L.					----	----
<i>C. rostrata</i> L.		----				----
<i>C. rostrata-plitocenic</i> a P.Nikit.	----			----		----
<i>Carex</i> sp. sp.	----	----	----	----	----	----
<i>Aracites interglacialis</i> Wieliczk.		----				----
<i>A. johnstrupii</i> (Hartz) P.Nikit.		----				----
<i>Lemna minor</i> L.		----				----
<i>L. trisulca</i> L.		----		----		----
<i>Betula alba</i> L.		----		----		----
<i>B. pendula</i> Erdt.	----	----				----
<i>B. humilis</i> Schrank	----	----	----	----	----	----
<i>Betula</i> sp.sp.	----	----				----
<i>Alnus</i> sp. exot	----	----		----		----
<i>Urtica dioica</i> L.		----		----		----
<i>Rumex acetosella</i> L.			----			----
<i>R. marschallianus</i> Reichb.						----
<i>R. maritimus</i> L.	----			----		----
<i>Polygonum aviculare</i> L.						----
<i>P. lapathifolium</i> L.				----		----
<i>Chenopodium album</i> L.					----	----
<i>Ch. rubrum</i> L.	----	----				----
<i>Brasenia belorussica</i> T.V.Jakub.		----				----
<i>B. cf. holsatica</i> (Web.) Weberb.						----
<i>B. borysthenica</i> Wieliczk.		—var.				----
<i>Nymphaea alba</i> L.						----
<i>Nymphaea</i> sp. exot		----		----		----
<i>Nuphar lutea</i> (L.) Smith		----		----		----
<i>N. pumila</i> (Timm.) DC.						----
<i>Ceratophyllum demersum</i> L.	----	----		----		----

Таблица 2. Окончание

Вид	Время					
	Вселюбское	Ельнинское	Жлобинское	Рогачевское	Варяжское	Ружанское
<i>C. submersum</i> L.						
<i>Batrachium aquatile</i> (L.) Dum.	—	—	—	—	—	—
<i>Ranunculus flammula</i> L.					—	
<i>R. lingua</i> L.	----			----	—	—
<i>R. polianthemus</i> L.						—
<i>R. reptans</i> L.						—
<i>R. acer</i> L.	----			----		
<i>R. pliocenicus</i> Dorof.	----					
<i>R. scleratooides</i> P.Nikit. ex Dorof.	—	—				—
<i>R. scleratus</i> L.	—	—		—		—
<i>Caltha palustris</i> L.	—			—		
<i>Thalictrum lucidum</i> L.				—		—
<i>Rorippa palustris</i> (L.) Bass.			—	—		
<i>Rubus idaeus</i> L.				----		
<i>Spirea</i> sp.				—		
<i>Comarum palustre</i> L.	—	—			—	—
<i>Potentilla anserina</i> L.	—					—
<i>P. pliocenica</i> E.M.Reid	----					
<i>Potentilla</i> sp. sp.			—	—		—
<i>Filipendula ulmaria</i> L.				—		
<i>Crataegus</i> sp.	—					
<i>Frangula alnus</i> Mill.		----				
<i>Euphorbia</i> sp.				—		
<i>Hypericum pleistocenicum</i> Wieliczk.		----				
<i>Decodon goretskyi</i> T.V. Jakub.		—		—		—
<i>Elatine hydropiper</i> L.						—
<i>E. hydropiperoides</i> Dorof. et Wieliczk.	—					
<i>E. pseudoalsinastrum</i> Dorof. et Wieliczk.	—					
<i>Viola</i> sp.	—					—
<i>Trapa</i> sp.						—
<i>Myriophyllum spicatum</i> L.		----	—	—		—
<i>M. praespicatum</i> P.Nikit.	—	----				
<i>M. parvicarpum</i> Dorof.	—					—
<i>M. ex gr. microcarpum</i> Dorof.		—				
<i>M. verticillatum</i> L.				—	—	
<i>Hippuris vulgaris</i> L.	—	—		—	—	—
<i>H. parvicarpa</i> P.Nikit.	----					
<i>Oenanthe aquatica</i> (L.) Poir.				—		—
<i>Cicuta virosa</i> L.				—		—
<i>Andromeda polifolia</i> L.		—		—		—
<i>Arctostaphylos uva-ursi</i> L.	—					—
<i>Naumburgia subthysiflora</i> Nikit.						—
<i>N. thysiflora</i> (L.) Rchb.	----	—		—		—
<i>Menyanthes trifoliata</i> L.		—		—	—	—
Lamiaceae gen.	—	—				
<i>Lycopus europaeus</i> L.				—		—
<i>Mentha arvensis</i> L.				----		—
<i>Stachys palustris</i> L.						—
<i>Sambucus cf. nigra</i> L.						—
<i>Valeriana</i> sp.	—			—		
<i>Bidens tripartita</i> L.						—
<i>Taraxacum vulgare</i> L.						—
<i>Cirsium palustre</i> (L.) Scop.	—					—

Примечание. В таблице сплошными линиями показано присутствие вида, а штриховой линией отмечен близкий или родственный вид; реликтовые таксоны, унаследованные от позднего плиоцена, выделены светло-серой заливкой.

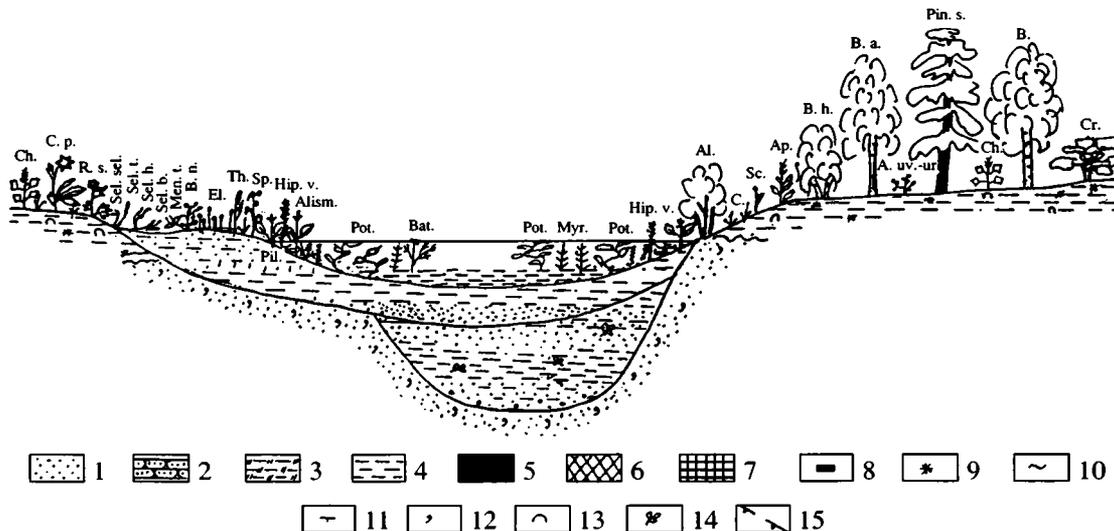


Рис. 3. Реконструкция водоема и растительности вселюбского криохрона раннего плейстоцена. (Литологические обозначения к рис. 3–5.)

1 – песок; 2 – песчаник; 3 – алеврит; 4 – глина; 5 – торф, уголь; 6 – сапропель, сапропелит; 7 – мел; 8 – углистость; 9 – пестроцветность; 10 – гумусированность; 11 – слюдистость; 12 – глауконит; 13 – каолинит; 14 – растительные остатки; 15 – предположительно активные на неотектоническом этапе разломные зоны.

Растения: Alism. – *Alisma plantago-pleiocenica*, A. *plantago-minima*, Alismataceae gen., Al. – *Alnus* sp., Ap. – *Apiaceae* gen., A. uv.-ur. – *Arctostaphylos uva-ursi*, Bat. – *Batrachium* sp., B. – *Betula* sp., B. a. – *Betula alba*, B. h. – *Betula humilis*, B. n. – *Betula nana*, C. – *Carex paucifloroides*, C. *rostrata-pleiocenica*, *Carex* sp. sp., Ch. – *Chenopodium rubrum*, C. p. – *Comarum palustre*, Cr. – *Crataegus* sp., El. – *Eleocharis* sp. sp., Hip. v. – *Hippuris vulgaris*, Men. t. – *Menyanthes trifoliata*, Myr. – *Myriophyllum praespitatum*, M. *parvicarpum*, Pil. – *Pilularia pliocenica*, Pin. s. – *Pinus sylvestris*, Pot. – *Potamogeton* (крупные), R. s. – *Ranunculus sceleratoides*, R. *sceleratus*, Sc. – *Scirpus sylvaticus*, Sel. b. – *Selaginella borysthena*, Sel. h. – *Selaginella helvetica*, Sel. sel. – *Selaginella selaginoides*, Sel. t. – *Selaginella tetraedra*, Sp. – *Sparganium minimum*, Th. – *Typha* sp. sp. (плейстоценовые виды)

нов в рамках плейстоцена обладает полным набором видов селягинелловой флоры.

На юго-западе региона к вселюбскому времени относится флора из скважины 1309 у д. Стригин Березовского района Брестской области (глуб. 42.3–45.7 м), в составе которой выделяется группа холодостойких форм в сопровождении *Larix*, *Betula alba*, *B. cf. humilis* и северобореальных видов трав (Величкевич и др., 1993).

Всего в семенной флоре вселюбского криохрона учтено 55 таксонов (рис. 1), из них к реликтам плиоцена относится 26 (47%), среди которых 16 (30%) ныне вымершие виды, 10 (17%) современные. Из вымерших видов для 7 (13% флоры) здесь отмечено последнее появление, т.е. эти виды вымерли или мигрировали с территории Беларуси именно во вселюбское время и позже здесь не встречались. К видам первого появления можно причислить лишь 3 (6%) – *Selaginella tetraedra*, *Caltha palustris*, *Cirsium palustre*.

На основании этих палеоботанических материалов воссоздана обстановка осадконакопления и растительность долины раннеплейстоценового пра-Днепра для вселюбского криохрона (рис. 3). Речная долина того времени наследовала неогеновую и была хорошо выработана, имела широкое днище и многочисленные старицы. Течение

было медленным, разливы широкими. Неглубокая, судя по мощности заполняющих отложений, но широкая старица врезана в плиоценовый пойменный аллювий, строящий невысокую террасу. В старице накапливались периферийно-пойменные глинистые осадки. Водная и прибрежная растительность довольно однообразна, но отдельные виды многочисленны. Заселена старица в основном рдестами, урутью и водяными лютиками, у воды – заросли частухи подорожниковой, осок, ситнягов, редкие камыши, ежеголовники и другие, обычные бореальные макрофиты. На болотистых местах в притеррасной части поймы – сообщества селягинелл. На низких водоразделах, сложенных глинистыми породами антопольской свиты миоцена и песчано-алевритовыми породами морского палеогена – разреженные сухие леса, в которых преобладали березы, в том числе кустарниковые формы, встречались сосна, боярышник. У воды росла ольха. В травостое между редкими группами деревьев и на террасах развиты полинно-маревые и разнотравные сообщества. Ландшафт напоминал лесотундру и холодную тундро-степь. На природную обстановку на севере Беларуси могло оказывать влияние скандинавское оледенение того времени, с которым нужно связывать признаки облессовывания и присутст-

вие эрратического обломочного материала во вселюбской свите.

Вселюбскому криохрону на севере Украины отвечают лессовидные суглинки березанского времени (Сиренко, Турло, 1986), эбурон Нидерландов и отвоцк Польши с безлесными ландшафтами. На Окско-Донской равнине в России он соответствует перигляциальному интервалу в начале эоплейстоцена, в который Ю.И.Иосифова (1998) помещает кутейниковский надгоризонт и Стрелицу-1.

Ельнинский термохрон. Под названием “ельнинское” Л.Н. Вознячук (Вазнячук, 1978) описал потепление, которое он первоначально рассматривал в рамках позднего плиоцена, а затем отложениям этого времени придал ранг надгоризонта эоплейстоцена (Вознячук, 1981). В настоящее время объем ельнинского интервала, как самого теплого в раннем плейстоцене, может соотноситься с изотопными ярусами 47–49 и приравняться к горизонту региональной стратиграфической схемы нижнего плейстоцена Беларуси.

В течение ельнинского термохрона осадконакопление происходило в интенсивно зарастающих и заболачивающихся речных долинах и озерных водоемах, в которых нередко формировались органо-минеральные и органогенные илы. Среди донаревских отложений всей территории Беларуси органогенные образования чаще всего приурочены именно к этому интервалу. Мощность торфянистых и сапропелитовых отложений того времени достигает 10 м.

По результатам палеокарпологических исследований образцов торфа из разреза скважины 141 у д. Микелевщина Мостовского района Гродненской области известна теплолюбивая флора (20 таксонов), включающая *Picea*, *Betula*, *Salvinia natans*, *Azolla interglacialis*, *Aracites johnstrupii* и большое количество семян *Brasenia*, описанной как особый древнечетвертичный вид *B. belorussica* с указанием еще одного местонахождения вида в обнажении правого берега р. Неман у д. Николаево Ивьевского района Гродненской области (Якубовская, 1978). Палинологическое изучение ельнинского торфа, осуществленное Н.А. Махнач, позволяет говорить о развитии в то время богатых смешанных лесов с преобладанием дуба и сосны и такими реликтами неогена, как восковник, лапина, орех и др.

К ельнинскому интервалу относится также флора из скважины 7173 у д. Букча Лельчицкого района Гомельской области (Якубовская, 1989). Эта семенная флора наряду с реликтами и эндемиками (*Azolla pseudopinnata*, *Salvinia glabra*, *Selaginella reticulata*, *Hypericum ex gr. tertiaerum*, *Decodon goretzkyi* и др.) включает группу видов, известных в корчевских и александрийских межледниковых

флорах среднего плейстоцена (*Stratiotes cf. brevispermus*, *Myriophyllum cf. praespicatum*, *Aracites interglacialis*). К ельнинскому интервалу Т.В. Якубовская относит также флору из скважины 1432 (глуб. 41.3–42.6 м) у д. Постолово Березовского района (Величкевич и др., 1993), где ею обнаружен характерный для этого интервала *Decodon goretzkyi*.

Флора ельнинского термохрона наиболее своеобразна среди донаревских флор благодаря присутствию таких видов последнего появления, как *Azolla pseudopinnata*, *Salvinia glabra*, *Potamogeton praemaackianus*, *P. felixi* и видов первого появления, как *Brasenia belorussica*, *Aracites interglacialis*, *A. johnstrupii*, *Decodon goretzkyi*. В этой флоре учтен 71 вид, из них позднелидогенных реликтов – 32, что составляет 45%, вымерших среди них 15 (20%), современных 17 (25%) видов. К видам последнего появления в ельнинской флоре принадлежит 8 реликтов (11% всей флоры) и 13 видов (18%) относятся к видам первого появления (см. рис. 1).

Термофильная флора ельнинского термохрона соответствует самому теплomu времени раннего плейстоцена на территории Беларуси. На основании ее, спорово-пыльцевых спектров по скважине 141 и геологических материалов, характеризующих условия осадконакопления, реконструирована растительность ельнинского времени (рис. 4) на участке прadolины Припяти. Речная система палео-Припяти существовала здесь с позднего олигоцена. Богатая флора макрофитов с бразенией, экзотическими нимфейными, каулиниями, телорезом, процветающими наядами и рдестами, водными папоротниками из родов *Azolla*, *Salvinia*, *Isoetes* сопровождалась пышным развитием водорослей и зоопланктона, что обусловило формирование сапропелевых илов и органо-минеральных осадков в старицах. Среди прибрежных трав были столь характерные для межледниковых интервалов среднего плейстоцена *Aracites*, *Scirpus atroviroides* и др. В кустарниковых зарослях у реки представлены ольха, ива и мирика. Доминантами в смешанных и широколиственных лесах выступали различные дубы, сосны и бореальные сережкоцветные, как примесь присутствовали ель, лиственница, грабы, лапина и др. ореховые. Недостаток палинологической информации не позволяет воспроизвести все особенности лесного покрова, который был, несомненно, значительно разнообразнее на юге территории.

Ельнинский термохрон раннего плейстоцена Беларуси можно сопоставлять лишь с самым теплым временем в Европе – ваалом Нидерландов, палиноспектры которого свидетельствуют о двух потеплениях и разделяющем их похолодании. Вальский термохрон В.А. Зубаков (1990) характеризует как последний безледный летний период в

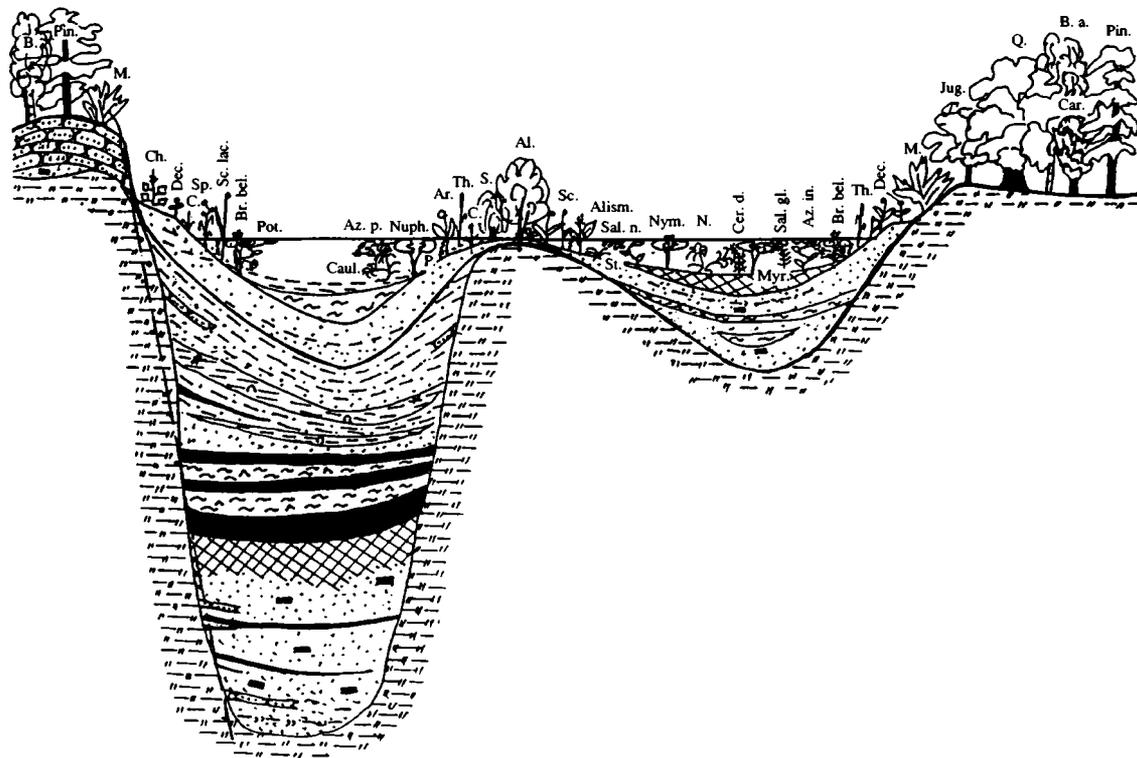


Рис. 4. Реконструкция водоемов и растительности ельнинского термохрона раннего плейстоцена.

Растения: Alism. – *Alisma plantago-aquatica*, Al. – *Alnus* sp., Ar. – *Aracites interglacialis*, A. johnstrupii, Az. in. – *Azolla interglacialis*, Az. p. – *Azolla pseudopinnata*, B. – *Betula* sp., B. a. – *B. alba*, Br. bel. – *Brasenia belorussica*, C. – *Carex* sp. sp., Car. – *Carpinus* sp., Caul. – *Caulinia palaeotenuissima*, C. interglacialis, C. minor, Cer. d. – *Ceratophyllum demersum*, Ch. – *Chenopodium rubrum*, Dec. – *Decodon goretskyi*, Jug. – *Juglandaceae* gen., M. – *Myrica* sp., Myr. – *Myriophyllum praespicum*, M. spicatum, N. – *Najas marina*, N. major, Nuph. – *Nuphar lutea*, Nym. – *Nymphaea* sp. exot., Pin. – *Pinus* sp. sp., Pot. – *Potamogeton* (крупные), P. – *Potamogeton* (мелкие), Q. – *Quercus* sp., S. – *Salix* sp., Sal. gl. – *Salvinia glabra*, Sal. n. – *Salvinia natans*, Sc. lac. – *Scirpus lacustris*, Sc. – *Scirpus atroviroides*, Sp. – *Sparganium emersum*, St. – *Stratiotes brevispermus*, Th. – *Typha* sp. sp.

Арктике, как время последней существенной деградации льдов Антарктиды и повышения уровня океана на 20–25 м.

На Украине – это крыжановский термохрон, в котором развивались саванны и красноцветные почвы при среднегодовых температурах на севере 10...11°C, летних 21...22, зимних 0...+2°C и 600–800 мм осадков в год (Сиренко, Турло, 1986). Эти показатели палеоклимата можно принимать и для южной Беларуси. Для сравнения, современная среднегодовая температура в Гомельской области Беларуси 6.3°C (Климат Беларуси, 1996). В России ельнинскому времени соответствует верхний интервал нижнего эоплейстоцена, в который Ю.И. Иосифова (1998) поместила несмеяновский горизонт успенского надгоризонта, в Польше – целестинов, охарактеризованный палиноспектрами с участием *Pinus*, *Betula*, *Picea*, *Alnus*, *Quercus* (Baraniecka, 1991).

Ж л о б и н с к и й к р и о х р о н. Более поздние отложения раннего плейстоцена известны в единичных разрезах. На территории Беларуси они вскрываются в скважине б у д. Химы Рогачевско-

го района Гомельской области на глуб. 29.8–37.8 м и представлены озерно-болотными (старичными) гумусированными супесями с прослоем оторфованной песчаной гиттии, подстилаемыми глинами антопольской свиты миоцена (Величкевич, Рылова, 1988). Палеокарпологические и палинологические исследования разреза показали близость флоры и растительности как к позднеплиоценовой, так и к раннеплейстоценовой. По разрезу скважины б описаны жлобинский и рогачевский интервалы гомельского этапа, названные по близлежащим городам Жлобину и Рогачеву.

Отложения жлобинского криохрона представлены гумусированными супесями на глуб. 35.4–37.8 м. По составу выделенного в этом интервале первого палинокомплекса Т.Б. Рылова отмечает “господство в это время открытых, частично заболоченных пространств с растительными ассоциациями своеобразной позднеледниковой тундростепи” (Величкевич, Рылова, 1988, с. 1015), с чем нельзя не согласиться. Палеокарпологическая характеристика жлобинского криохрона получена по образцу с глуб. 35.2–35.8 м, в котором Ф.Ю. Величкевич определил *Selaginella reticulata*,

S. borysthena, *Salvinia natans*, *Azolla interglacialis*, *Potamogeton perforatus*, *Carex blismoides* и др. (табл. 2). В этой флоре учтено лишь 13 таксонов, из них 6 реликтов (46%), в т.ч. 5 (38%) вымерших, 1 (8%) современный. Среди видов, унаследованных от плиоценовой флоры Дворца, теплолюбивые отсутствуют. Присутствие кустарниковой березы и эрзофилов свидетельствует о существовании безлесных ландшафтов, что хорошо согласуется с данными палинологии. По палеоботаническим материалам жлобинский криохрон можно охарактеризовать как этап значительного похолодания и иссушения климата на юго-востоке Беларуси.

На Украине в это время сформировался ильичевский лессовый горизонт. Климат ильичевского двойного криохрона, по педологическим и палинологическим данным, был холодный, более суровый, чем в березанском криохроне, с летними температурами 16...17°C, зимними –10...–12°C, годовой суммой осадков 400–500 мм (Сиренко, Турло, 1986). В истории Черного моря в это время отмечено опреснение в связи с ингрессией вод среднеапперонского бассейна (Зубаков, 1990).

Вероятнее всего, что в жлобинском “ледниковом” эпизоде, который мы условно соотносим с 32–46-м ярусами изотопно-кислородной шкалы плейстоцена, запечатлен какой-то интервал менапа Европы – оледенения, с которым коррелируется нарав Польши (Lindner et al., 1995), максимальное в Северной Америке небрасское оледенение (Зубаков, 1993), нововоронежский горизонт и дивногорьевская свита верхнего эоплейстоцена России (Иосифова, 1998).

Рогачевский термохрон выделяется по отложениям в разрезе скважины 6 на глуб. 29.8–35.4 м – гумусированным супесям и торфянистой гиттии. В этих слоях Т.Б. Рылова (Величквич, Рылова, 1988) отмечает заметное увеличение доли пыльцы древесных пород в общем составе (до 60–70%), но в отдельных интервалах она составляет всего 15–16%. Эти перемены справедливо рассматриваются как свидетельство заметного потепления климата и периодического увеличения облесенности территории. В течение всего рогачевского интервала конкурентом лесных сообществ была луговая и степная растительность, но в ней явно преобладали полынные группировки.

Большое сходство семенной флоры этого термохрона с позднеплиоценовой флорой Дворца и с флорой Шлаве-2 в Литве отметил Ф.Ю. Величквич. Для этой флоры характерно первое появление в плейстоцене *Scirpus kreczetoviczii* – вида, расцвет которого связан с корчевской флорой среднего плейстоцена.

К рогачевскому времени мы склонны относить семенную флору из отложений, вскрытых

скважиной 7175 у д. Букча на глуб. 20 м (Якубовская, 1989). В этой скважине из сапропелитов извлечены остатки следующих видов: *Selaginella reticulata*, *Pinus* sp., *Najas marina*, *Alisma plantago-aquatica*, *Carex* sp., *Scirpus* sp., *S. atroviroides*, *Nuphar lutea*, *Andromeda polifolia*, *Decodon goretskyi* и *Menyanthes trifoliata*, большинство которых общие с флорой скважины 6 у д. Химы.

По приведенным данным во флоре рогачевского термохрона учтен 71 таксон, среди них 36 (50%) можно причислить к реликтам позднего плиоцена, из которых 17 (24%) вымершие, 19 (26%) современные виды. К видам последнего появления среди реликтов относится 13 видов (18%), а из 7 (10%) видов первого появления 6 принадлежат к современным и 1 (*Scirpus kreczetoviczii*) к вымершим, но не известным в позднем плиоцене Беларуси.

Умеренно-теплолюбивый характер водно-болотной флоры и растительности рогачевского времени подчеркивается присутствием двух видов *Salvinia*, таких рдестов, как *Potamogeton perforatus*, *P. trichoides*, *P. cf. obtusus*, *P. cf. praecompressus* и др., а также *Stratiotes cf. intermedius*, *Hydrocharis morsus-ranae*, *Lemna trisulca*, *Nymphaea* sp. exot. и некоторых других.

На севере Украины климат соответствующего, широкинского термохрона, по оценкам Н.А. Сиренко и С.В. Турло (1986), был теплым, переходным к субтропическому, близким к крыжановскому, с несколько более прохладным летом (20...21°C) и более низкими среднегодовыми температурами (8...10°C). Осадков выпадало 650–750 мм, столько же, как теперь в среднем на территории Беларуси.

Палеокарпологические материалы дают основание для вывода о том, что флора рогачевского времени моложе позднеплиоценовой флоры Дворца и близка по возрасту к флоре Шлаве-2 (Величквич, 1973). В разрезе Шлаве-2 присутствует пыльца таких плиоценовых реликтов, как *Tsuga* и *Pterocarya* (Кондратене, 1996), последнее появление которых в Европе отмечено для бавела в Нидерландах (Zagwijn, 1989). “Межледниковый” рогачевский интервал раннего плейстоцена Беларуси мы сопоставляем с бавельским комплексом плейстоцена Нидерландов, возможно, более точным будет сравнение с бавелем s.st. – первым бавельским межледниковьем. В России ему коррелирует острогожский горизонт схемы Ю.И. Иосифовой (1998), в Польше (Lindner и др., 1995) – часть подляского интергляциала.

БРЕСТСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ФЛОРЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТИ

В геохронологической шкале квартера Беларуси средний плейстоцен начинается с брестского надгоризонта на уровне около 0.8 млн. лет. Объем среднего звена в этой шкале значительно расширен. Брестскому интервалу соответствует один климатический цикл, состоящий из варяжского оледенения (криохрона) и ружанского межледниковья (термохрона).

Варяжский криохрон (оледенение). Отложения варяжского времени, на наш взгляд, коррелятны 20-му изотопно-кислородному ярусу, с их кровлей связана инверсия магнитного поля на границе Матуяма–Брюнес. В варяжское время сформировались аккумуляции нижней части брестского надгоризонта. Наиболее полное палеоботаническое изучение их выполнено в разрезе скважины 13 уд. Смолярка Березовского района, где они вскрыты на глуб. 63.6–72.4 м (Якубовская, Рылова, 1992; Якубовская, Назаров, 1993).

Из отложений русловой фации аллювия на глуб. 65.4–65.7 м получена семенная флора с остатками растений перигляциальных ландшафтов (*Selaginella selaginoides*, *S. helvetica*, *Potamogeton filiformis*, *P. vaginatus*, *Betula humilis*, *Chenopodium album* и др.) и северной тайги (*Pinus* sp., *Menyanthes trifoliata*, *Myriophyllum verticillatum*, колючки *Stratiotes* sp.). В этом семенном комплексе представлены единичные плиоценовые реликты (*Scirpus atroviroides*), а также *Scirpus kreczetoviczii*, появившийся в рогачевском термохроне. Результаты спорово-пыльцевого анализа серии образцов из этого разреза (глуб. 63.6–65.1 м), выполненного Т.Б. Рыловой (Якубовская, Рылова, 1992), не противоречат выводу о суровых климатических условиях того времени.

Фрагментарные палеокарпологические данные к характеристике варяжского времени получены П.И. Дорофеевым в 1965–1966 гг. из песчаных алевритов и песков, вскрытых скважиной 343 уд. Верчицы Пружанского района (глуб. 83 м), а также на углепроявлении Бронная Гора Березовского района скважинами 323 (глуб. 65 м) и 328 (глуб. 74–75 м), где выявлены остатки *Isoetes* sp., *Salvinia natans*, *Typha* sp., *Potamogeton filiformis*, *Carex* sp.sp., *Batrachium* sp.sp., *Hippuris vulgaris*, *Naumburgia subthyriflora* и др.

Всего во флоре варяжского криохрона учтено 27 таксонов, среди них 7 (26%) относятся к плиоценовым реликтам, из которых 2 вида (7%) принадлежат к вымершим, 5 (19%) встречаются в современной флоре Беларуси. С этого времени среди реликтов резко упала доля вымерших элементов. В этой флоре отсутствуют виды последнего появления, что наблюдалось и в жлобинском криохроне, а 3 (11%) относятся к видам первого появления –

Carex cf. *vesicaria*, *Chenopodium album* и *Ranunculus flammula*, которые с этого времени становятся обязательными компонентами флоры межстадиалов и неоптимальных отрезков межледниковий, а также экстрагляциальных ландшафтов ледниковых эпох.

Обстановка осадконакопления и растительные сообщества варяжского криохрона (рис. 5А) воссозданы для юго-запада территории Беларуси, в основном по результатам палеокарпологического изучения соответствующих отложений скважины 13 уд. Смолярка Березовского района, с использованием разрезов соседних скважин. После фазы размыва водными потоками речного и, возможно, водно-ледникового генезиса, оставившими пачку песчаных отложений, произошла озерная трансгрессия. В связи с тем, что эрозионная фаза чаще всего фиксируется по размыву угленосных отложений неогена, заполняющих карстовые воронки, следует отметить для начала варяжского времени оживление карста на юге территории Беларуси на фоне тектонических движений с преобладанием восходящей составляющей. Последующая озерная трансгрессия свидетельствует о тектоническом прогибании на обширных площадях Подляско-Брестской впадины и более северных территориях на западе региона.

На низких берегах и островах Брестского озерного бассейна в то время существовали березовые редколесья, среди берез преимущество получили кустарниковые формы, встречалась *Betula* папа. Открытые пространства занимала полынно-марево-разнотравная растительность. На заболоченных лугах развивались куртины селягинелл плауновидной и швейцарской, осоковые группировки. Среди камышей встречались лесной, атровироидный и кречетовича. Мелководья водоема были заняты пионерной растительностью стоячих и слабо проточных вод, состоящей из *Potamogeton vaginatus*, *P. filiformis*, *Myriophyllum verticillatum*, *Hippuris vulgaris* и др., в большом количестве развивались водные лютики, повойнички, полунник озерный, сальвиния плавающая, встречалась азолля. В целом ландшафт и растительность на юго-западе территории Беларуси были близки к лесотундре.

В Вильнюсском и Мядининском страторайонах территории Литвы отложения, коррелятные варяжскому оледенению, относятся к кьяльвийскому оледенению (Кондратене, 1996). В России им, возможно, соответствует нижняя часть петропавловского горизонта, в Нидерландах – отложения оледенения А или дорст, в Польше – оледенения нида, с кровлей которого, вероятно, связана инверсия палеомагнитного поля на границе Матуяма – Брюнес.

Ружанский термохрон (межледниковье) выделен по разрезу скважины 343 уд.

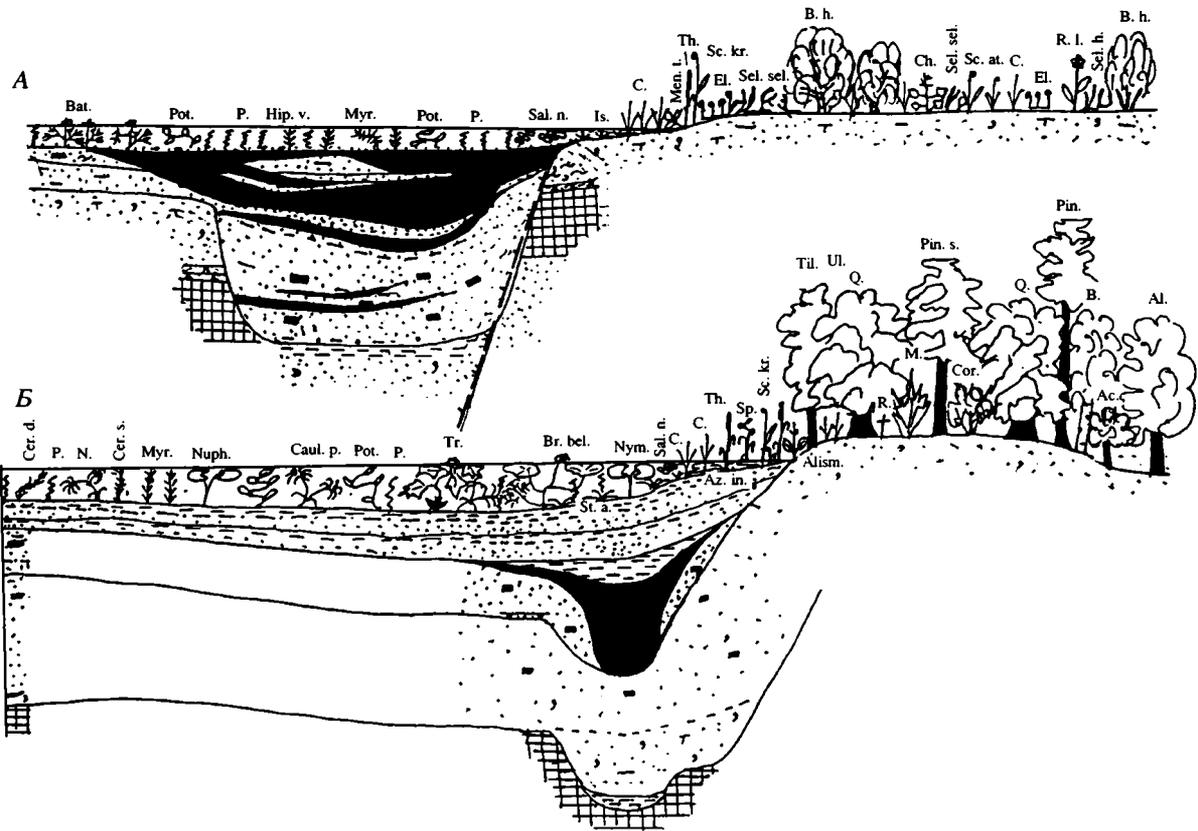


Рис. 5. Реконструкция водоемов и растительности брестского этапа среднего плейстоцена: А – варязжского криохрона, Б – ружанского термохрона.

А – растения: Bat. – *Batrachium* sp., B. h. – *Betula humilis*, C. – *Carex* sp. sp., Ch. – *Chenopodium album*, El. – *Eleocharis* sp. sp., Hip. v. – *Hippuris vulgaris*, Is. – *Isoetes lacustris*, Men. t. – *Menyanthes trifoliata*, Myr. – *Myriophyllum verticillatum*, P. – *Potamogeton* (мелкие), Pot. – *Potamogeton* (крупные), R. l. – *Ranunculus lingua*, Sal. n. – *Salvinia natans*, Sc. at. – *Scirpus atroviroides*, Sc. kr. – *Scirpus kreczetoviczii*, Sel. h. – *Selaginella helvetica*, Sel. sel. – *Selaginella selaginoides*, Th. – *Typha* sp.

Б – растения: Ac. – *Acer* sp., Alism. – *Alisma plantago-aquatica*, *Alisma plantago-pliocenica*, *A. plantago-minima*, *Alismataceae* gen., Al. – *Alnus* sp., Az. in. – *Azolla interglacialis*, B. – *Betula* sp., Br. bel. – *Brasenia belorussica*, C. – *Carex* sp. sp., Caul. p. – *Caulinia palaeotenuissima*, Cer. d. – *Ceratophyllum demersum*, Cer. s. – *Ceratophyllum submersum*, Cor. – *Corylus* sp., M. – *Myrica* sp., Myr. – *Myriophyllum spicatum*, *M. parvicarpum*, N. – *Najas marina*, Nuph. – *Nuphar pumila*, Nym. – *Nymphaea alba*, Pin. – *Pinus* sp. sp., Pin. s. – *Pinus sylvestris*, P. – *Potamogeton* (мелкие), Pot. – *Potamogeton* (крупные), R. – *Rumex marschallianus*, R. maritimus, Q. – *Quercus* sp., Sal. n. – *Salvinia natans*, Sc. kr. – *Scirpus kreczetoviczii*, Sp. – *Sparganium emersum*, St. a. – *Stratiotes aloides*, Th. – *Typha latifolia*, *Typha* sp. sp., Til. – *Tilia* sp. sp., Tr. – *Trapa* sp. sp., Ul. – *Ulmus* sp.

Верчицы Пружанского района Брестской области, расположенной в Ружанской пуще (Якубовская, Назаров, 1993). Отложения представлены глинами и алевролитами, переслаивающимися с песком. Глубина их залегания 71–83 м. В пойменной фации, образующей верхнюю часть осадков седиментационного цикла брестского времени, с глуб. 78.0 м П.И. Дорофеев получил теплолюбивую семенную флору с *Brasenia nehringii* (Web.) Szafer (*B. belorussica*?), *Cyperus glomeratus*, *Scirpus longispertus* Dorof. (*S. kreczetoviczii*?), *Stratiotes aloides*, *Lemna trisulca* и др. На спорово-пыльцевой диаграмме, составленной А.Ф. Бурлак для интервала 77–83 м (по четырем образцам), этой семенной флоре соответствует палиноассоциация верхнего образца (*Pinus* – *Quercus* – *Betula* – *Alnus*).

Подобные флоры, по результатам исследований П.И. Дорофеева в 1966–1967 гг., известны в разрезах скважин 306 у д. Иодчики на глуб. 72.6 м и 339 у д. Квасевичи на глуб. 82.5 м в Пружанском районе Брестской области. Богатые семенные комплексы этого времени получены Э.А. Крутоус (1990) в скважинах 2 у г. Ивацевичи (глуб. 80.4–81.4 м) и 391 у д. Лихосельцы Пружанского района Брестской области (глуб. 108–111 м). В изученных разрезах выявлено своеобразное ядро флоры и растительности ружанского времени. Во флоре учтен 91 таксон, в том числе 28 (30%) плиоценовых реликтов, из которых 9 (10%) ныне вымершие, 19 (20%) современные виды. Часть вымерших позднеплиоценовых реликтов, выходцев из флоры Дворца, – *Azolla interglacialis*, *Scirpus atroviroides*, *Ranunculus scleratooides* – доживают в

плейстоцене Беларуси до александрийского межледниковья, другая часть – *Caulinia paleotenuissima*, *Alisma plantago-pliocenica*, *Stratiotes intermedius*, *Muriophyllum parvicarpum*, *Naumburgia subthyr-siflora*, для которых здесь отмечено последнее появление, были непосредственными предками позднейших плейстоценовых и современных видов. Среди современных видов ружанской флоры наиболее многочисленна, по сравнению со всеми предыдущими интервалами донаревского плейстоцена, группа видов первого появления – 22 (24%).

Среди остатков древесных растений представлены современные местные роды хвойных *Pinus*, *Picea*, *Larix*, из мелколиственных – *Betula*, среди широколиственных – *Quercus*. Из травянистых водно-болотных видов выделяется большая группа теплолюбивых растений – *Brasenia pehringerii* (*B. belorussica*?), *Caulinia palaeotenuissima*, *Potamogeton acutifolius*, *Stratiotes aloides*, *Nymphaea alba*, *Typha* sp. Ружанское потепление имело флору, типичную для межледниковий плейстоцена, и было, возможно, самым теплым интервалом в доалександрийской части среднего плейстоцена.

Для ружанского термохрона воссоздан палеоландшафт (рис. 5Б), растительные группировки которого состояли из смешанных сосново-широколиственных лесов с преобладанием среди широколиственных дубов, в подлеске встречались лещина, клены, у берегов водоема росли ольха и мирика. В озере на довольно мощных минеральных грунтах, перекрывших миоценовый торфяник уже в плейстоцене, обитала макрофлора типичного оптимума межледниковья – с бразенией, водяным орехом, наядой, каулиниями, телорезом и крупными рдестами. Подобная термофильная растительность в водоемах была лишь в ельнинском термохроне гомельского этапа.

В других регионах Беларуси отложения, одно-возрастные ружанским, пока не известны. Аналоги их изучены на юго-востоке Литвы и относятся, по нашему мнению, к винджюнкскому потеплению в каменайском межледниковье (Кондратене, 1996). В Нидерландах возрастным аналогом ружанского термохрона может быть одно из двух ранних межледниковий кромерской серии, в России, возможно, верхняя часть петропавловского горизонта.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности эволюции состава флоры и растительности донаревского плейстоцена Беларуси позволили обособить в раннем плейстоцене два криохрона и два термохрона, а в начале среднего – один криохрон (оледенение) и один термохрон (межледниковье). Этот ряд климатомеров не заполняет весь исследуемый интервал квартера.

Остается не выясненным полный объем некоторых выделяемых подразделений и вопрос о том, чем в Беларуси завершился ранний плейстоцен, требуются дополнительные исследования жлобинского криохрона и рогачевского термохрона как предполагаемых аналогов менапа и бавела s.st., а также проблемы корреляции с соседними регионами и некоторые другие вопросы.

В раннем плейстоцене Беларуси продолжали существовать ландшафтно-климатические условия и растительные группировки, сформировавшиеся здесь в дворецкое время конца плиоцена (Геология Беларуси, 2001). Наиболее благоприятные климатические условия были в ельнинском термохроне раннего плейстоцена, когда среднегодовые температуры превышали современные на 3–4°C, а атмосферных осадков за год выпадало на 100 мм больше. Наиболее суровые климатические условия, приближенные к ледниковым эпохам плейстоцена, восстановлены для вселюбского времени раннего плейстоцена и варяжского времени начала среднего плейстоцена, когда на юге территории Беларуси могли существовать ландшафты лесотундры и тундро-степи, а на северо-западе – приледниковые тундроподобные пространства.

Анализ эволюции состава реликтовых видов во флоре донаревского плейстоцена Беларуси позволил наметить критерии для климатостратиграфического расчленения этого отрезка квартера и определения возраста ископаемой флоры. Так, если во флоре термохрона или криохрона 45–50% общего состава составляют реликты, то возраст ее можно связывать с ранним плейстоценом, гомельским этапом развития флоры и растительности. При показателях доли реликтов во флоре равных 26–30% можно предполагать, что флора существовала в начале среднего плейстоцена (в брестское время). При определении возраста флоры должна учитываться и доля вымерших реликтов, составляющая для флоры гомельского этапа 20–38% и 7–10% – для флоры брестского. Флора термохронов и криохронов различается по соотношению различных групп реликтов и по доле и составу видов первого появления. Во флоре термохронов всегда присутствуют все группы реликтов – вымершие, современные и формы последнего появления, а во флоре криохронов обычно отсутствуют виды последнего появления (рис. 1). Обогащение донаревской флоры видами первого появления в термохронах происходило интенсивнее (10–24% общего состава), чем в криохронах (6–16%). Именно с криохронами связано существенное обеднение флоры в связи с исчезновением видов, характерных для предыдущей флоры (форм LAD).

Для более точного определения возраста ископаемой флоры чрезвычайно значение имеет ви-

довой состав реликтов и, в первую очередь, видов последнего появления, а также виды FAD, которые в донаревском плейстоцене относятся уже преимущественно к характерным видам гляциоплейстоцена. Только для раннего плейстоцена известны следующие реликты группы LAD: *Salvinia glabra*, *S. aphtosa*, *Selaginella borysthénica*, *S. reticulata*, *Potamogeton praemaackianus*, *P. praecutifolius*, *P. perforatus*, *Eleocharis praemaximoviczii*, *Carex blismoides*, *Elatine hydropiperoides*, *E. pseudoalsinistrum*, *Spirea* sp., *Myriophyllum praespicatum*, *M. parvicarpum*. Среди довольно многочисленной и еще недостаточно изученной группы видов первого появления здесь особенно показательны вымершие формы – *Salvinia aphtosa*, *Scirpus kreczetoviczii*, *Aracites interglacialis*, *Brasenia belorussica*, *B. borysthénica*, *Decodon goretzkyi* и некоторые другие, при этом часть из них входит в группу LAD среди реликтов.

В брестской флоре видов LAD значительно меньше – это *Alisma-plantago-pliocénica*, *Caulinia palaeotenuissima*, *Naumburgia subthyrsiflora*, *Stratiotes intermedius*, *Myriophyllum parvicarpum*, а виды FAD представлены лишь современными формами – *Potamogeton crispus*, *P. acutifolius*, *P. friesii*, *P. densus*, *Stratiotes aloides* и др. По составу реликтов и их структуре гомельская флора близка к позднеплиоценовой, а брестская – к гляциоплейстоценовой. Это служит косвенным доказательством драматических климатических событий варяжского криохрона, когда на северо-западе территории Беларуси вероятным было распространение ледникового покрова. В связи с этим к доледниковому плейстоцену Беларуси правильнее было бы относить лишь ранний плейстоцен.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беларуская энцыклапедыя. Мінск: Беларуская энцыклапедыя імя Пётруся Броўкі. Т. 8. 1999. 576 с.
- Вазнячук Л.М.* Новая стратыграфічная схема плейстацэнавых адкладаў і асноўныя заканамернасці змен прыроднага асяроддзя ледавіковай вобласці Рускай раўніны ў антрапагене // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мінск: Наука и техника, 1978. С. 81–86.
- Велічкевіч Ф.Ю.* Новыя даныя аб флоры разрэзу Шлаве-2 бліз г. Анікшчэй Літоўскай ССР // Весці АН БССР. Сер. біял. навук. 1973. № 5. С. 43–51.
- Велічкевіч Ф.Ю.* Плейстоцэнавыя флоры ледніковых абласцей Восточно-Европейскай раўніны. Мінск: Наука и техника, 1982. 230 с.
- Велічкевіч Ф.Ю.* О раннеплейстоцэнавой межледніковай флоры разрэзу Корчево на Новогрудскай возвышенности // Докл. АН БССР. 1986. Т. 30, № 3. С. 255–258.
- Велічкевіч Ф.Ю., Рылова Т.Б.* О новой находке раннеплейстоцэнавой флоры на юго-востоке Беларусі // Докл. АН БССР. 1988. Т.32, № 11. С. 1014–1017.
- Велічкевіч Ф.Ю., Рылова Т.Б., Санько А.Ф., Феденя В.М.* Березовский страторайон плейстоцена Беларуси. Минск: Наука и техника, 1993. 148 с.
- Велічкевіч Ф.Ю., Санько А.Ф., Рылова Т.Б. и др.* Стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Беларуси // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 6. С. 75–88
- Вознячук Л.Н.* Основные стратиграфические подразделения четвертичных отложений // Материалы по стратиграфии Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981. С. 122–136.
- Вознячук Л.Н.* Проблемы гляциоплейстоцена Восточно-Европейской равнины // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 8–55.
- Геология Беларуси / Под ред А.С. Махнача и др. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
- Горецкий Г.И.* О критериях определения границы между неогеном и антропогеном // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977. С. 8–55.
- Горецкий Г.И.* Особенности палеопотамологии ледниковых областей (на примере Белорусского Понемья). Минск: Наука и техника, 1980. 288 с.
- Дорофеев П.И.* О плиоценовой флоре Беларуси // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М.: Наука, 1967. С. 92–110.
- Зинова Р.А., Рылова Т.Б., Якубовская Т.В.* О новом местонахождении позднеплиоценовой флоры у д. Холмеч на Днепре // Докл. АН БССР, 1981. Т. 25. № 1. С. 73–76.
- Зубаков В.А.* Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 224 с.
- Зубаков В.А.* Климатостратиграфическая корреляция и общая шкала европейского плейстоцена // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 109–119.
- Иосифова Ю.И.* Эоплейстоцен центра Русской равнины // Всероссийское совещание “Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке”. Тез. докладов. 1998. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 30.
- Климат Беларуси / Под ред. В.Ф. Логинова. Минск. Институт геологических наук АН Беларуси. 1996. 235 с.
- Кондратене О.* Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: Академия, 1996. 209 с.
- Крутоус Э.А.* О предледниковой флоре у г. Пружаны // Новое в стратиграфии, тектонике и четвертичной геологии БССР. Минск: БелНИГРИ, 1979. С. 75–79.
- Крутоус Э.А.* О плиоценовой флоре на западе Белоруссии // Палеокарпологические исследования кайнозоя. Минск: Наука и техника, 1982. С. 62–70.
- Крутоус Э.А.* Строение антропогеновой толщи в пределах восточной части Коссовской равнины // Геология и гидрогеология кайнозоя Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1985. С. 12–19.
- Крутоус Э.А.* Палеогеография антропогена Белорусского Полесья. Минск: Наука и техника, 1990. 143 с.
- Махнач Н.А.* Палинологическая характеристика древнейших отложений антропогена Белоруссии // Погра-

- ничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977. С. 215–234.
- Махнач Н.А., Рылова Т.Б.* Расчленение плиоценовых отложений в стратотипическом разрезе у д. Лозы Новогрудского района Гродненской области (по данным спорово-пыльцевого анализа) // О границе между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977. С. 136–196.
- Назаров В.И.* Проблемы био- и климатостратиграфической корреляции отложений плейстоцена Беларуси и других регионов Европы // *Литасфера*. 1995. № 3. С. 10–29.
- Плиоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1987. 175 с.
- Рылова Т.Б.* Палинологическая характеристика неогеновых отложений Белорусского Понеманья. Минск: Наука и техника, 1980. 216 с.
- Санько А.Ф., Моисеев Е.И.* Первое определение палеомагнитной границы Брюнес–Матуяма в Беларуси // Докл. АН Беларуси. 1996. Т. 40. № 5. С. 106–109.
- Сиренко И.А., Турло С.И.* Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. Киев: Наукова думка, 1986. 135 с.
- Чепалыга А.Л.* Детальная событийная стратиграфия плейстоцена Черного моря // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 196–201.
- Якубовская Т.В.* Очерк неогена и раннего антропогена Понеманья. Минск: Наука и техника, 1984. 162 с.
- Якубовская Т.В.* Что такое “гомельский надгоризонт” и его флора? // Геология и гидрогеология кайнозоя Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1985. С. 20–26.
- Якубовская Т.В.* Новый вид *Desodon* из раннечетвертичной флоры на юге Белоруссии // Докл. АН БССР. 1989. Т. 33. № 11. С. 1028–1031.
- Якубовская Т.В.* О нижней границе четвертичной системы на территории Беларуси // Докл. АН Беларуси. 1992. Т. 36, № 9–10. С. 822–826.
- Якубоўская Т.В.* Раннеантрапагенавыя насенныя флоры Беларускай грады і іх стратыграфічнае становішча // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мінск: Навука і тэхніка, 1978. С. 93–105.
- Якубоўская Т.В.* Удакладненні ў стратыграфіі заплейстаэну (ніжняга плейстаэну) Беларусі // *Літасфера*. 1998. № 9. С. 25–27.
- Якубовская Т.В., Назаров В.И.* Стратиграфическая схема отложений эоплейстоцена Беларуси // Докл. АН Беларуси. 1993. Т. 37. № 4. С. 100–105.
- Якубовская Т.В., Рылова Т.Б.* Позднекайнозойские флоры района проявления неогенового карста в окрестностях Березы // Флора и фауна кайнозоя Беларуси. Минск: Наука и техника, 1992. С. 76–94.
- Baraniecka M.D.* Profil Rozce na tle podstawowych profili osadow preglacialnych na południowym Mazowszu // *Przegląd Geologiczny*. 1991. V. 39. S. 254–257.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlations. Special publication № 54.* Tulsa, Oklahoma, U.S.A., december, 1995. P. 129–212.
- Lindner L., Dzierzek J., Lamparski Z. et al.* Zarys stratygrafii czwartorzędu Polski; główne poziomy osadów glacialnych i interglacialnych oraz ich rozprzestrzenie // *Przegląd Geologiczny*. 1995 V. 43. № 7. S. 586–591.
- Shackleton N.J.* The deep-sea sediment record and the Pliocene – Pleistocene Boundary // *Quaternary International*. 1997. V. 40. P. 33–35.
- Zagwijn W.H.* Vegetation and climate during warmer intervals in the Late Pleistocene of Western and Central Europe // *Quaternary International*. 1989. V. 3–4. P. 57–67.

Рецензенты Н.Ю. Филиппова, М.Н. Алексеев

УДК 551.7

МЕТОД “ЗОЛОТОГО ГВОЗДЯ”: ВОЗМОЖНО ЛИ СОВМЕЩЕНИЕ ВРЕМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ФИЗИЧЕСКОГО?

© 2003 г. С. С. Лазарев

Палеонтологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 15.03.2002 г.

“Золотой гвоздь” – метка геологического времени на оси физического времени. Такое совмещение возможно только в отдельно взятом разрезе, поскольку природа границы (линии) физического времени и времени геологического принципиально различна. Первая – это граница ненаблюдаемая и воображаемая, вторая – наблюдаемая и классификационная по сути. Методика GSSP стратегически означает замену в МСШ времени геологического (времени как структуры историко-геологических процессов) на стандарты физического времени.

Ключевые слова. Хроностратиграфия, геохронология, геохронометрия, время, одновременность, стратиграфическая граница.

В методике “золотого гвоздя”, которую сейчас обычно называют методикой GSSP (по-русски ТГСГ – точка глобального стратотипа границы), воплощена на первый взгляд новая идея в стратиграфии: идея визуализации времени в породе путем выбора конкретного места (точки) в одном конкретном разрезе. На самом деле для визуализации времени в породе достаточно указания на конкретные разрезы, каковыми обычно являются справочные (опорные) разрезы; более того, опорные разрезы полнее визуализируют время: ведь лучше, если будет не один, а несколько разрезов.

Отличие методики “золотого гвоздя” состоит не просто в визуализации момента времени в породе, а в визуализации момента времени в единственном разрезе – стратотипе нижней границы каждого из стратонов МСШ. Это обосновывается логически безупречным соображением, что корреляция по любым стратиграфическим признакам не может гарантировать нам абсолютно изохронную поверхность, а следовательно, всю историю стратиграфических корреляций удаленных районов можно рассматривать как историю ошибочных корреляций. Любая история есть процесс изменения, и в этом смысле история идей (здесь – историко-геологических) есть история “ошибок”.

В качестве альтернативы был предложен идеальный проект: объективная фиксация точек в конкретных разрезах как совмещение моментов физического и геологического времени. В результате мы получаем объективную на первый взгляд продукцию как результат координированной деятельности международных рабочих групп – после-

довательность реперных точек (GSSP's), в которых объединились два времени: геологическое и физическое. Но, по существу, эти точки рассматриваются уже только как моменты физического времени, как основа стандартизации: “A GSSP ... corresponds rather to a standard of measure in physics” (Remane et al., 1997). Это понятно, если учесть изменчивость границы геологического времени (точки в разрезе), зависящей от наших непостоянных историко-геологических концепций.

Чтобы разобраться в сути этой процедуры, нужно обсудить следующие вопросы: 1. Возможно ли совмещение физического и геологического времен в стратиграфических построениях? Можно ли вообще говорить о моменте геологического времени и об изохронности стратиграфической границы? 2. Что такое одновременность и точность в стратиграфии? Оба эти вопроса взаимосвязаны, а их решение зависит от того, осознаем ли мы различие между временем геологическим и временем физическим.

ВРЕМЯ-ДЛИТЕЛЬНОСТЬ И ВРЕМЯ-ПРОЦЕСС

Сейчас кажется несомненным, что время не является самостоятельной категорией, а только одна из составляющих частей триединства “материя – пространство – время”. Между тем, в классической физике время сначала рассматривалось как нечто самостоятельное, причем исключительно в количественном аспекте: как мера равномерного движения (Галилей, Ньютон). А. Эйнштейн обосновал сначала связь времени с прост-

ранством (СТО), а потом и с материей (ОТО). Но эта связь была довольно формальной, поскольку материя в классической физике – всего лишь гравитационная масса. Подобное понимание времени как образа механического перемещения было заложено еще в Древней Греции Платоном. Поскольку Платон не признавал реальности материального мира, то время для него было подвижным образом вечности, движением от числа к числу. Более богатый образ времени был создан материалистически настроенным Аристотелем: время у него связывалось не только с механическими перемещениями, но и с качественными изменениями того, что движется. Таким образом, еще в Древней Греции были созданы два образа времени: 1 – время как образ однородного (монотонного) движения и 2 – время как процесс качественных изменений.

Первое из них есть последовательность одинаковых моментов, никак не связанных с какими-либо реальными процессами (внешнее время); второе – последовательность неоднородных интервалов (этапов) самих процессов. Первое из них послужило основой для разработки методики все более точного измерения длительности (Галилей, Ньютон, Эйнштейн). Второе до недавнего времени оставалось прерогативой философов и представителей “неточных” (исторических) наук. Однако во второй половине XX в. физики обнаружили (“переоткрыли”, по И. Пригожину) качественные аспекты времени, что было связано с изучением открытых, нелинейных, необратимых диссипативных систем-процессов, к которым, безусловно, относятся и историко-геологические процессы. Парадоксально, что тогда же (середина XX века) стратиграфы, приняв концепцию хроностратиграфии, сделали ставку на точность, линейность, стабильность и объективность, т.е. на абсолютное время и изохронность.

Такая методологическая несогласованность в развитии наук объясняется, по-видимому, не столько их изолированностью, сколько сугубо психологическими причинами: наша повседневная и внутренне неоднородная жизнь протекает на фоне монотонного ни от чего не зависящего времени, однородность (точность) которого постоянно совершенствовалась наукой Нового времени. Календарь и часы стали настолько привычным атрибутом нашей жизни, что многие стратиграфы отождествляют инструмент измерения длительности, выраженной в годах или миллионах лет, с самим феноменом времени. Потому-то главного идеолога хроностратиграфии Х. Хедберга (Hedberg, 1961) так раздражали рассуждения оппонентов о возможности разного понимания слова “время”.

Более подробно методологические проблемы времени обсуждались в другой статье (Лазарев, 2002).

ОДНОВРЕМЕННОСТЬ И ТОЧНОСТЬ В СТРАТИГРАФИИ

Изохронность – ключевое слово в хроностратиграфии. Именно потому, что известные методы корреляции не гарантируют изохронности, логически оправдана методика “золотого гвоздя”. Одновременность в современной физике относительна: точке, где находится наблюдатель с хронометром, соответствует не линия (поверхность), а интервал (объем) между световыми конусами. Это объясняется ограниченностью скорости света (всего-навсего 300 000 км/сек).

Разумеется, скорость распространения геологических сигналов на много порядков меньше, но это как раз и свидетельствует о том, что слово “изохронность” в стратиграфии не имеет и не может иметь физического смысла. Тем более это относится ко времени И. Ньютона, которое предполагает неограниченную скорость распространения сигнала, чего нельзя сказать о сигналах геологического времени, распространяющихся в гораздо более “вязкой” среде.

Но ведь не это самое главное. Существенно – принципиальное различие в понятии физического времени (t), выраженного в годах, и времени геологического, запечатленного в породах на основе устанавливаемых нами стратиграфических признаков. Первое есть безликая метрика универсального времени, полезная для сравнения длительности интервалов разных стратонтов; второе – это качественная (топологическая) характеристика самих интервалов. Точность второго, геологического времени выражается не числом лет, а возможностью использования наиболее мелкой стратиграфической единицы (например, яруса, подъяруса или зоны).

Психологически трудно говорить об одновременности в стратиграфии, не думая о привычных нам годах – единицах шкалы физического времени. Само слово “шкала” вводит в заблуждение: определение стратиграфического возраста пород – процедура, строго говоря, классификационная, а не измерительная. Точность такой процедуры зависит от дробности подразделений стратиграфической шкалы (шкалы геологического времени) и от того, в какой степени мы в каждом конкретном случае можем приблизиться к использованию наиболее дробной единицы шкалы. Таким образом, максимальная точность в стратиграфии – это использование при определении возраста пород наиболее дробных единиц стратиграфической шкалы (а не шкалы физического времени).

То же самое относится к фиксации стратиграфических перерывов. Если мы наблюдаем в разрезе следы явного перерыва в осадконакоплении (например, неровная граница слоев с галькой, или же ископаемая почва), но вместе с тем здесь не фиксируется выпадение зон общей шкалы, то говорить о стратиграфическом перерыве в отношении МСШ нельзя, хотя, безусловно, перерыв физического времени здесь налицо и улавливается стратиграфически на уровне подразделений местной шкалы. Впрочем, сама слоистость (граница между слоями) есть следствие какого-либо перерыва физического времени. Между тем, методика GSSP, как инструмент построения МСШ, требует полноты в разрезе именно физического времени без ссылки на количественную оценку такой полноты. Если физики уже почти 100 лет назад поняли относительность своих количественных оценок времени, то стратиграфы, имеющие дело с качественными (геологическими) аспектами времени, до сих пор уповают на точность, выраженную в количественных единицах измерения.

Разумеется, было бы полезно иметь и данные о физическом возрасте пород в годах, но это будет уже принципиально другое время. Мне известны сейчас имена трех физиков (И.М. Дмитриевский, У.В. Чашихин и Ю.М. Штерн), которые независимо друг от друга и по разным основаниям пришли к выводу о сильно завышенных оценках возраста Земли. Но дело, повторяю, не в этом, а в том, что понятие “время” двулико: метрическое, количественное понятие (в годах, секундах и т.п.), с одной стороны, и топологическое, качественное, классификационное (с качественными единицами измерения, например, имаго у насекомых, вид у живых организмов, зона в стратиграфии) – с другой. В отличие от метрических моделей физического времени (например, модель Минковского) в моделях топологических (в частности, в модели геологического времени – геохронологической шкале) наблюдателю с хронометром нет места внутри модели. Наблюдатель здесь – классификатор, в геологии – стратиграф, который в качестве “хронометра” использует наиболее дробную для данной ситуации стратиграфическую “линейку”. Если у физика анализируемые признаки привязаны к точкам и линиям, то у стратиграфа они всегда привязаны к интервалу, причем не произвольно, а имманентно присущему геологическому времени. Кажущаяся произвольность стратиграфического интервала (объем стратона) имеет не онтологический, а гносеологический (субъективный) характер: разные стратиграфы по-разному оценивают иерархию разных границ, причем даже общепринятые оценки масштаба стратиграфических границ меняются по мере роста новых данных. Наше знание, как и все в материальном мире, изменчиво.

Таким образом, процедура установления одновременности в стратиграфии – процедура не метрическая, но топологическая, т.е. классификационная (Круть, 1978), а одновременность означает соответствие пород по тем признакам, которым на сегодняшний день придается наибольший стратиграфический вес (Мейен, 1989). Или иначе: одновременность в стратиграфии не точкообразна, она всегда связана с длительностью, а ее установление означает отнесение пород по их особенностям к одной и той же единице истории (Krassilov, 1978). Тем самым, понятие “одновременность” имеет отношение только к объемам (интервалам), но не к точкам или линиям (поверхностям). Последние следует рассматривать не как изохронные или диахронные, но как линии классификационные (топологические), которые по мере изучения меняют свое положение. Если протягивать от любой выбранной в конкретном разрезе точки стратиграфическую границу и границу физического времени, то говорить об их возможном совмещении просто нелепо вследствие принципиального различия сути физического и геологического времени. Граница физического времени никак не будет соотноситься с конфигурацией пород, а стратиграфическая граница при ее латеральном протягивании превратится в нечто наблюдаемое в природе (пусть даже с помощью экстраполяции и интерполяции), причем ее положение определится классификационным критерием: выбором тех признаков, которые на сегодняшний день нам кажутся наиболее весомыми. Отсюда следует, что метод “золотого гвоздя” методологически несостоятелен.

СООТНОШЕНИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ И ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКОЙ ШКАЛ

В связи с внедрением метода GSSP как установления стандартных точек-моментов физического времени в сознании многих стратиграфов происходит смешение двух ликов времени – физического и геологического, что отражается и в терминологии. Наиболее логичным было бы с самого начала использования изотопных методов определения возраста пород в годах создавать совершенно отдельную геохронометрическую шкалу, имеющую привязку к конкретным точкам и параллельную традиционной шкале, т.е. шкале топологической (классификационной). Тогда термин “геохронометрическая шкала” как он дан в Стратиграфическом кодексе, 1992 (с.22), не понадобилось бы переименовывать в “шкалу геологического времени” (Дополнения..., 2000, с. 83). К такой путанице привело смешение двух разных аспектов времени, которые объединены в одной шкале под общим названием “шкала геологического времени” (там же, дополнение 3, табл. 1–3). Но это название не относится к правым крайним

колонкам таблиц, где даны числа в миллионах лет. Последние представляют собой исключительно шкалу геохронометрическую. Именно геохронометрические подразделения, ограниченные моментами времени, и нуждаются в указании конкретных точек в конкретных разрезах – аналогах GSSP's. Эти точки, фиксирующие моменты времени, совершенно не нужны стратонам подлинно геологической (историко-геологической) шкалы, которые реконструируются как обобщения из максимально возможного числа разрезов.

В любом разрезе можно (по крайней мере, мысленно) совместить момент физического времени в годах и геологического времени (смена стратиграфических признаков). Однако латеральное протягивание границы от зафиксированной точки разными методами (по изотопным датировкам или по стратиграфическим признакам, которые действительно не гарантируют изохронности) приведет в общем случае к расщеплению границы. Более того, даже стратиграфическая граница будет расщепляться при разных предположениях, которые отдаются разным стратиграфическим признакам. Но какой бы стратиграфический признак мы ни выбрали, полного его совмещения с границей физического времени не может быть в принципе, хотя бы потому, что граница физического времени как линия в природе не наблюдается (ее можно поставить только как наблюдаемую точку в отдельном разрезе). “Фокус” теоретиков хроностратиграфии состоит в том, что они реальную совместимость двух точек времени (геологического и физического) в одном разрезе распространяют на воображаемую совместимость двух временных линий – геологической и физической границ. Мечту о приближении реконструированной стратиграфической границы МСШ к физически изохронной линии, опоясывающей Земной шар, пора бы признать методологической утопией. Примечательно, что в лексикон стратиграфов вошла такая фраза: “этот разрез обладает большим корреляционным потенциалом”. На самом деле корреляционным потенциалом обладает не разрез и не точка в нем, а стратиграфические признаки, которые приурочены к интервалам ниже и выше выбранной точки-границы. Указания на конкретные разрезы (чем их больше, тем лучше) всегда необходимы, но как на разрезы справочные (аналоги экспериментов в точных науках), как на основу верификации и фальсификации соответствующих стратиграфических построений. Такая функция конкретных разрезов имеет совсем другой смысл, нежели основная функция разреза с “золотым гвоздем” (носителя стандартного момента физического времени).

В этой связи А.Ю. Розанов рекомендовал мне обсудить проблему использования таких методов корреляций, которые как будто позволяют гово-

рить об изохронности в геологическом масштабе (с несущественной для стратиграфии погрешностью). Разумеется, скорость распространения сигналов разных геологических событий может быть очень разной. Очевидно, например, что корреляцию по пепловым прослоям можно представить себе как практически изохронную. Однако в контексте конструирования МСШ, как классификационной схемы, речь идет не столько о классификации стратиграфических признаков по степени их корреляционной точности, сколько об их историко-геологической иерархии. Кроме того, немаловажно, что установление межрегиональных корреляций по пепловым прослоям (если не иметь в виду метода количественной датировки в годах) вряд ли стало бы возможным, если бы у стратиграфов уже не было топологической (геохронологической) основы (каркаса) для межрегиональных сопоставлений. То же самое относится и к мгновенности явлений смены геомагнитной полярности.

Если же иметь в виду начавшуюся трансформацию МСШ в систему стандартов физического времени, то нужно не только согласиться с А.Г. Рублевым (1996) о необходимости дополнить требования к выбору GSSP условием изотопной датированности границы, но и сделать это требование главным условием для выбора реперных точек. Но речь при этом идет о создании точек как фиксированных моментов физического времени. Не важно, что эти точки разделяют неравные интервалы времени; важна точная локализация таких стандартных точек в породе, причем качество этой шкалы прямо пропорционально ее насыщенности точками. Не важно также, если когда-либо будет доказана существенная завышенность количественных оценок. Для стратиграфии более важен относительный масштаб удаленности смежных точек – моментов времени, хотя, конечно же, интересен и масштаб длительности интервалов, выраженный в привычных нам годах.

Весь пафос этой статьи направлен не против использования изотопных датировок физического времени пород, которые полезны всегда и исключительно полезны для стратиграфической привязки к шкале немых толщ или толщ с бедным набором стратиграфических признаков. Но одно дело – привязка к стратиграфической шкале, и совсем другое дело – построение самой шкалы путем фиксации точек времени как эталонов стратиграфических границ, которые, во-первых, не могут быть изохронными линиями в физическом смысле, а во-вторых, связаны с принципиально нестабильной, неокончательной (в познавательном смысле) иерархией геологического времени.

Цитата в начале статьи из руководства Международной комиссии по стратиграфии говорит о

том, что суть методики GSSP предполагает трансформацию шкалы геологического времени в шкалу физических стандартов. Для сугубо прагматической стабилизации МСШ (так же как и региональных шкал), без изменения ее сущности, было бы достаточно договоренности о том, какие стратиграфические признаки будут приоритетными в ближайшей перспективе для фиксации соответствующей границы. Но такого рода фиксация границы никак не связана с методикой GSSP – инструментом построения исключительно геохронометрической шкалы времени, шкалы отдельной, параллельной шкале геохронологической и не обязательно привязанной к стратиграфическим рубежам, но обязательно привязанной к конкретным точкам конкретных разрезов. Именно метод GSSP обещает нам невозможное: вместо субъективного и неизбежно меняющегося знания о структуре геологического времени опереться на систему физических, т.е. в принципе неизменных стандартов (своего рода системы координат)¹. Ведь такие “стандарты” нельзя использовать в стратиграфии так, как они используются в физике, поскольку установление соответствия любых латерально удаленных точек – процедура корреляции – есть процедура классификации: сравнение признаков, находящихся ниже и выше точек в сопоставляемых разрезах, и построение иерархии этих признаков. В той или иной степени подобная работа предполагает в конечном итоге процедуру историко-геологических реконструкций (Мейен, 1989). Словом, выбранные “стандарты” сами по себе никак не помогут нам в решении главных проблем стратиграфии – проблем корреляции, ибо последние всегда связаны с классификационными (топологическими) процедурами, но не с количественными измерениями как в физике. Мы обречены на относительность (неокончателюность) наших стратиграфических представлений, несовместимых со стандартизацией.

В недавно опубликованной статье А.В. Попова (2002) содержится диаметрально противоположная идеология: утверждается, например, что корреляция – это процедура измерения, а измерение – высшая форма сравнения; время физическое и время эволюции органического мира автор объединил в одно общее подразделение и противопоставил его времени, связанному с литостратиграфией, и т.п. Статья Попова называется “Стратиграфия как геохронометрия”. В свете вышеизложенного я мог бы предложить созвучное название своей статье: “Стратиграфия никак не геохронометрия”.

¹ Время в СТО Эйнштейна зависит от выбора системы координат (и в этом смысле оно относительно), т.е. само физическое время предполагает возможность точных количественных измерений, и ничего более. Эта особенность физического времени (времени-метрики) отличает его от времени-процесса, каковым является геологическое время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Первые признаки тревоги, касающейся методики GSSP, отражены в недавней статье четырех авторов из разных стран Запада “Должен ли блеснуть золотой гвоздь?” (Aubry et al., 2000). Авторы рассматривают эту методику как отклонение от первоначально правильных идей Хедберга. У меня, однако, нет сомнений в том, что “золотой гвоздь” логически завершает разработку основной идеи хроностратиграфии, апеллирующей ко времени как таковому, времени-часам, времени-длительности. Вколоченный в живое тело стратиграфии “золотой гвоздь” останется памятником наивной веры стратиграфов в философский камень стабильности и абсолюта. Каждый “золотой гвоздь” будет блеснуть в породе до тех пор, пока сохраняет привлекательность та стратиграфическая идея (уровень), которая господствовала на момент фиксации и которая сама по себе не предполагает процедуры “заколачивания гвоздя”. “Золотой гвоздь”, как уже отмечалось со ссылкой на руководство Международной комиссии по стратиграфии, предназначен для создания системы физических стандартов времени. Как таковой он может в принципе оставаться в избранной точке вечно. Ведь он вовсе не призван фиксировать первоначальное понимание (смысл) границы. Его стратегическое назначение другое – отрыв от всегда переменчивой содержательности и переход к объективному и стабильному моменту времени. Это, с одной стороны, “будущий якорь, к которому все последующие корреляции могут быть привязаны”, а с другой стороны, это – “единственное место, где мы действительно знаем (по определению), что время и порода совпадают в нашей классификации”; и далее: точка нужна, “чтобы без сомнения определить момент геологического времени...” (Cowie et al., 1986, p. 5). Понятно, что прилагательное “геологическое” в данном контексте становится синонимом прилагательного “физическое”.

Абсолютная стабильность уместна только в отношении шкалы геохронометрической, датированной в годах и жестко привязанной к конкретным точкам конкретных разрезов. Приуроченность этих точек к рубежам историко-геологической шкалы (например, к МСШ) желательна, но вовсе не обязательна, поскольку выбор реперных точек зависит прежде всего от возможности самой изотопной методики. Более важна насыщенность воображаемой оси физического времени датированными точками и точная привязка последних к конкретным разрезам. Такой подход обеспечит независимость геохронометрической шкалы от шкалы геохронологической (историко-геологической), иерархия которой принципиально нестабильна и определяется классификационными критериями. Соответственно границы МСШ (шка-

лы геологического времени), в отличие от границ физического времени, не нужно рассматривать как изохронные или же диахронные.

Мечта о стабильности стратиграфической шкалы (шкалы-классификации) постепенно превращается в прозаическое разрушение ее как таковой, а методика GSSP (с ее идеалом стабильности) оправдывает тот номенклатурный “разбой”, который уже случился в шкале перми и начинается в шкале карбона.

Выражаю благодарность А.Ю. Розанову за критические замечания к статье. Статья написана при поддержке РФФИ, грант № 01-05-64470.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.

Круть И.В. Введение в общую теорию земли. М.: Наука, 1978. 367 с.

Лазарев С.С. Стратиграфический кодекс или кодекс стратиграфической номенклатуры? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 102–111.

Лазарев С.С. Геохронология, геохронометрия и хроностратиграфия: время геологическое, физическое и хи-

мическое // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 3. С. 62–69.

Попов А.В. Стратиграфия как геохронометрия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 3. С. 3–12.

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.

Рублев А.Г. Современное состояние изотопной геохронологической шкалы фанерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 3–13.

Aubry M.-P., Couvering J.A., Berggren W.A., Steininger F. Should the Golden Spike glitter? // Episodes. 2000. V. 23. № 3. P. 203–210.

Cowie J.W., Ziegler W., Boucot A.J. et al. Guidelines and Statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS) // Cour. Forsch.-Inst.Senckenberg. 1986. № 83. P. 1–14.

Hedberg H.D. The Stratigraphic Panorama // Geol. Soc. Amer. Bull. 1961. V. 72. P. 499–518.

Krassilov Valentin. Organic evolution and natural stratigraphical classification // Lethaia. 1987. V. 11. P. 93–104.

Remane J., Bassett M.G., Cowie J.W. et al. Guidelines for the Establishment of Global Chronostratigraphic Standards by the International Commission on Stratigraphy (IGS) // Permophylles. 1997. V. 26. P. 1–8.

Рецензенты А.И. Жамойда, А.Ю. Розанов

УДК 551.7 (083.133)

**СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОДЕКС – ТВОРЕНИЕ КОЛЛЕКТИВНОЕ
(к 25-летию выхода первого отечественного стратиграфического кодекса)**

© 2003 г. А. И. Жамойда

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург***Ключевые слова.** Стратиграфический кодекс, стратиграфическая классификация, терминология, номенклатура.

Первый отечественный Стратиграфический кодекс – “Стратиграфический кодекс СССР” был утвержден Межведомственным стратиграфическим комитетом 10 мая 1976 г. Уже на следующий день мною был сделан доклад об основных положениях Кодекса в Вильнюсе, в ЛитНИГРИ на 1-м Прибалтийском стратиграфическом совещании.

В мае 1977 г. Стратиграфический кодекс был издан во ВСЕГЕИ тиражом 15 000 экземпляров с добавлением к названию: “Временный свод правил и рекомендаций.” Дальнейшая судьба Кодекса только подтвердила известную истину о том, что нет ничего постоянного, чем временное.

В Стратиграфическом кодексе были сведены основные правила, определяющие содержание и применение терминов и наименований, используемых в практике стратиграфических исследований, а также правила процедуры установления стратиграфических подразделений. Кодекс был принят как один из важнейших документов геологической службы страны, обеспечивающий “возможное единообразие и стабильность в применении стратиграфических терминов и наименований при производстве разного вида геологических работ на территории СССР” (Стратиграфический кодекс СССР, 1977, с. 5). Требования Кодекса выполнялись и при различных геологических исследованиях.

Высоко было оценено и общенаучное значение Кодекса. Б.С. Соколов, тогда академик-секретарь Отделения геологии, геофизики и геохимии, в годовом докладе на Общем собрании отделения 28 февраля 1978 г., излагая проблему геохронологической основы геологических исследований, сказал следующее: “Возможно наиболее значительным событием истекшего года в этом отношении явилось окончательное завершение многолетней работы наиболее квалифицированных специалистов АН СССР, Мингео СССР и вузов по подготовке “Стратиграфического кодекса СССР” и его издание большим тиражом, что определяет характер внедрения. На основе длительных научных исследований и огромного практического опыта выработан единый

свод правил и научных критериев, определяющих геохронологическую базу государственного геологического картирования, поисков полезных ископаемых и проведения различных геологических работ на территории СССР. Строго говоря, значение этой работы еще более велико – речь идет о геохронологической основе многих планетарных синтезов в геологической картографии различного направления (тектоника, палеогеография, история магнитного поля Земли и т.д.). Новое обобщение советских стратиграфов имеет ряд существенных отличий от обобщения, предложенного американскими стратиграфами, и показывает, сколь важны поиски единого “геохронологического языка” для геологов всего мира”. (Соколов, 1978, с. 7).

Изданию Кодекса предшествовала многолетняя активная деятельность ведущих стратиграфов страны, изучение и анализ соответствующих различных публикаций, как отечественных, так и иностранных. Поэтому не случайно А.И. Жамойда, О.П. Ковалевский, А.И. Моисеева и В.И. Яркин названы не авторами Кодекса, а составителями.

Кодекс, действительно, – труд коллективный, в котором, по-существу, участвовали не только здравствующие в те годы геологи, но и их предшественники. Всех активных участников этой работы необходимо вспомнить добрым словом. Само же составление первого Кодекса и последующих кодексных изданий были уникальными исследованиями, сопровождавшимися иногда острыми дискуссиями, вызвавшими большой интерес к теоретическим и методическим проблемам стратиграфии. Эти исследования обеспечивали постановку новых разработок как в указанных областях, так и в практической стратиграфии.

Началом целеустремленных исследований по стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуре можно считать создание на I сессии Международного геологического конгресса (1878 г., Париж) комиссии для выработки проекта унификации стратиграфической и геохронологической терминологии. На II сессии МГК (1881 г., Болонья) русская делегация пред-

колонкам таблиц, где даны числа в миллионах лет. Последние представляют собой исключительно шкалу геохронометрическую. Именно геохронометрические подразделения, ограниченные моментами времени, и нуждаются в указании конкретных точек в конкретных разрезах – аналогах GSSP's. Эти точки, фиксирующие моменты времени, совершенно не нужны стратонам по-длинно геологической (историко-геологической) шкалы, которые реконструируются как обобщения из максимально возможного числа разрезов.

В любом разрезе можно (по крайней мере, мысленно) совместить момент физического времени в годах и геологического времени (смена стратиграфических признаков). Однако латеральное протягивание границы от зафиксированной точки разными методами (по изотопным датировкам или по стратиграфическим признакам, которые действительно не гарантируют изохронности) приведет в общем случае к расщеплению границы. Более того, даже стратиграфическая граница будет расщепляться при разных предположениях, которые отдаются разным стратиграфическим признакам. Но какой бы стратиграфический признак мы ни выбрали, полного его совмещения с границей физического времени не может быть в принципе, хотя бы потому, что граница физического времени как линия в природе не наблюдается (ее можно поставить только как наблюдаемую точку в отдельном разрезе). “Фокус” теоретиков хроностратиграфии состоит в том, что они реальную совместимость двух точек времени (геологического и физического) в одном разрезе распространяют на воображаемую совместимость двух временных линий – геологической и физической границ. Мечту о приближении реконструированной стратиграфической границы МСШ к физически изохронной линии, опоясывающей Земной шар, пора бы признать методологической утопией. Примечательно, что в лексикон стратиграфов вошла такая фраза: “этот разрез обладает большим корреляционным потенциалом”. На самом деле корреляционным потенциалом обладает не разрез и не точка в нем, а стратиграфические признаки, которые приурочены к интервалам ниже и выше выбранной точки-границы. Указания на конкретные разрезы (чем их больше, тем лучше) всегда необходимы, но как на разрезы справочные (аналоги экспериментов в точных науках), как на основу верификации и фальсификации соответствующих стратиграфических построений. Такая функция конкретных разрезов имеет совсем другой смысл, нежели основная функция разреза с “золотым гвоздем” (носителя стандартного момента физического времени).

В этой связи А.Ю. Розанов рекомендовал мне обсудить проблему использования таких методов корреляций, которые как будто позволяют гово-

рить об изохронности в геологическом масштабе (с несущественной для стратиграфии погрешностью). Разумеется, скорость распространения сигналов разных геологических событий может быть очень разной. Очевидно, например, что корреляцию по пепловым прослоям можно представить себе как практически изохронную. Однако в контексте конструирования МСШ, как классификационной схемы, речь идет не столько о классификации стратиграфических признаков по степени их корреляционной точности, сколько об их историко-геологической иерархии. Кроме того, немаловажно, что установление межрегиональных корреляций по пепловым прослоям (если не иметь в виду метода количественной датировки в годах) вряд ли стало бы возможным, если бы у стратиграфов уже не было топологической (геохронологической) основы (каркаса) для межрегиональных сопоставлений. То же самое относится и к мгновенности явлений смены геомагнитной полярности.

Если же иметь в виду начавшуюся трансформацию МСШ в систему стандартов физического времени, то нужно не только согласиться с А.Г. Рублевым (1996) о необходимости дополнить требования к выбору GSSP условием изотопной датированности границы, но и сделать это требование главным условием для выбора реперных точек. Но речь при этом идет о создании точек как фиксированных моментов физического времени. Не важно, что эти точки разделяют неравные интервалы времени; важна точная локализация таких стандартных точек в породе, причем качество этой шкалы прямо пропорционально ее насыщенности точками. Не важно также, если когда-либо будет доказана существенная завышенность количественных оценок. Для стратиграфии более важен относительный масштаб удаленности смежных точек – моментов времени, хотя, конечно же, интересен и масштаб длительности интервалов, выраженный в привычных нам годах.

Весь пафос этой статьи направлен не против использования изотопных датировок физического времени пород, которые полезны всегда и исключительно полезны для стратиграфической привязки к шкале немых толщ или толщ с бедным набором стратиграфических признаков. Но одно дело – привязка к стратиграфической шкале, и совсем другое дело – построение самой шкалы путем фиксации точек времени как эталонов стратиграфических границ, которые, во-первых, не могут быть изохронными линиями в физическом смысле, а во-вторых, связаны с принципиально нестабильной, неокончательной (в познавательном смысле) иерархией геологического времени.

Цитата в начале статьи из руководства Международной комиссии по стратиграфии говорит о

том, что суть методики GSSP предполагает трансформацию шкалы геологического времени в шкалу физических стандартов. Для сугубо прагматической стабилизации МСШ (так же как и региональных шкал), без изменения ее сущности, было бы достаточно договоренности о том, какие стратиграфические признаки будут приоритетными в ближайшей перспективе для фиксации соответствующей границы. Но такого рода фиксация границы никак не связана с методикой GSSP – инструментом построения исключительно геохронометрической шкалы времени, шкалы отдельной, параллельной шкале геохронологической и не обязательно привязанной к стратиграфическим рубежам, но обязательно привязанной к конкретным точкам конкретных разрезов. Именно метод GSSP обещает нам невозможное: вместо субъективного и неизбежно меняющегося знания о структуре геологического времени опереться на систему физических, т.е. в принципе неизменных стандартов (своего рода системы координат)¹. Ведь такие “стандарты” нельзя использовать в стратиграфии так, как они используются в физике, поскольку установление соответствия любых латерально удаленных точек – процедура корреляции – есть процедура классификации: сравнение признаков, находящихся ниже и выше точек в сопоставляемых разрезах, и построение иерархии этих признаков. В той или иной степени подобная работа предполагает в конечном итоге процедуру историко-геологических реконструкций (Мейен, 1989). Словом, выбранные “стандарты” сами по себе никак не помогут нам в решении главных проблем стратиграфии – проблем корреляции, ибо последние всегда связаны с классификационными (топологическими) процедурами, но не с количественными измерениями как в физике. Мы обречены на относительность (неокончателюность) наших стратиграфических представлений, несовместимых со стандартизацией.

В недавно опубликованной статье А.В. Попова (2002) содержится диаметрально противоположная идеология: утверждается, например, что корреляция – это процедура измерения, а измерение – высшая форма сравнения; время физическое и время эволюции органического мира автор объединил в одно общее подразделение и противопоставил его времени, связанному с литостратиграфией, и т.п. Статья Попова называется “Стратиграфия как геохронометрия”. В свете вышеизложенного я мог бы предложить созвучное название своей статье: “Стратиграфия никак не геохронометрия”.

¹ Время в СТО Эйнштейна зависит от выбора системы координат (и в этом смысле оно относительно), т.е. само физическое время предполагает возможность точных количественных измерений, и ничего более. Эта особенность физического времени (времени-метрики) отличает его от времени-процесса, каковым является геологическое время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Первые признаки тревоги, касающейся методики GSSP, отражены в недавней статье четырех авторов из разных стран Запада “Должен ли блеснуть золотой гвоздь?” (Aubry et al., 2000). Авторы рассматривают эту методику как отклонение от первоначально правильных идей Хедберга. У меня, однако, нет сомнений в том, что “золотой гвоздь” логически завершает разработку основной идеи хроностратиграфии, апеллирующей ко времени как таковому, времени-часам, времени-длительности. Вколоченный в живое тело стратиграфии “золотой гвоздь” останется памятником наивной веры стратиграфов в философский камень стабильности и абсолюта. Каждый “золотой гвоздь” будет блестеть в породе до тех пор, пока сохраняет привлекательность та стратиграфическая идея (уровень), которая господствовала на момент фиксации и которая сама по себе не предполагает процедуры “заколачивания гвоздя”. “Золотой гвоздь”, как уже отмечалось со ссылкой на руководство Международной комиссии по стратиграфии, предназначен для создания системы физических стандартов времени. Как таковой он может в принципе оставаться в избранной точке вечно. Ведь он вовсе не призван фиксировать первоначальное понимание (смысл) границы. Его стратегическое назначение другое – отрыв от всегда переменчивой содержательности и переход к объективному и стабильному моменту времени. Это, с одной стороны, “будущий якорь, к которому все последующие корреляции могут быть привязаны”, а с другой стороны, это – “единственное место, где мы действительно знаем (по определению), что время и порода совпадают в нашей классификации”; и далее: точка нужна, “чтобы без сомнения определить момент геологического времени...” (Cowie et al., 1986, p. 5). Понятно, что прилагательное “геологическое” в данном контексте становится синонимом прилагательного “физическое”.

Абсолютная стабильность уместна только в отношении шкалы геохронометрической, датированной в годах и жестко привязанной к конкретным точкам конкретных разрезов. Приуроченность этих точек к рубежам историко-геологической шкалы (например, к МСШ) желательна, но вовсе не обязательна, поскольку выбор реперных точек зависит прежде всего от возможности самой изотопной методики. Более важна насыщенность воображаемой оси физического времени датированными точками и точная привязка последних к конкретным разрезам. Такой подход обеспечит независимость геохронометрической шкалы от шкалы геохронологической (историко-геологической), иерархия которой принципиально нестабильна и определяется классификационными критериями. Соответственно границы МСШ (шка-

лы геологического времени), в отличие от границ физического времени, не нужно рассматривать как изохронные или же диахронные.

Мечта о стабильности стратиграфической шкалы (шкалы-классификации) постепенно превращается в прозаическое разрушение ее как таковой, а методика GSSP (с ее идеалом стабильности) оправдывает тот номенклатурный “разбой”, который уже случился в шкале перми и начинается в шкале карбона.

Выражаю благодарность А.Ю. Розанову за критические замечания к статье. Статья написана при поддержке РФФИ, грант № 01-05-64470.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.

Круть И.В. Введение в общую теорию земли. М.: Наука, 1978. 367 с.

Лазарев С.С. Стратиграфический кодекс или кодекс стратиграфической номенклатуры? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 102–111.

Лазарев С.С. Геохронология, геохронометрия и хроностратиграфия: время геологическое, физическое и хи-

мическое // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 3. С. 62–69.

Попов А.В. Стратиграфия как геохронометрия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 3. С. 3–12.

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.

Рублев А.Г. Современное состояние изотопной геохронологической шкалы фанерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 3–13.

Aubry M.-P., Couvering J.A., Berggren W.A., Steininger F. Should the Golden Spike glitter? // Episodes. 2000. V. 23. № 3. P. 203–210.

Cowie J.W., Ziegler W., Boucot A.J. et al. Guidelines and Statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS) // Cour. Forsch.-Inst.Senckenberg. 1986. № 83. P. 1–14.

Hedberg H.D. The Stratigraphic Panorama // Geol. Soc. Amer. Bull. 1961. V. 72. P. 499–518.

Krassilov Valentin. Organic evolution and natural stratigraphical classification // Lethaia. 1987. V. 11. P. 93–104.

Remane J., Bassett M.G., Cowie J.W. et al. Guidelines for the Establishment of Global Chronostratigraphic Standards by the International Commission on Stratigraphy (IGS) // Permophylles. 1997. V. 26. P. 1–8.

Рецензенты А.И. Жамойда, А.Ю. Розанов

УДК 551.7 (083.133)

**СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОДЕКС – ТВОРЕНИЕ КОЛЛЕКТИВНОЕ
(к 25-летию выхода первого отечественного стратиграфического кодекса)**

© 2003 г. А. И. Жамойда

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург***Ключевые слова.** Стратиграфический кодекс, стратиграфическая классификация, терминология, номенклатура.

Первый отечественный Стратиграфический кодекс – “Стратиграфический кодекс СССР” был утвержден Межведомственным стратиграфическим комитетом 10 мая 1976 г. Уже на следующий день мною был сделан доклад об основных положениях Кодекса в Вильнюсе, в ЛитНИГРИ на 1-м Прибалтийском стратиграфическом совещании.

В мае 1977 г. Стратиграфический кодекс был издан во ВСЕГЕИ тиражом 15 000 экземпляров с добавлением к названию: “Временный свод правил и рекомендаций.” Дальнейшая судьба Кодекса только подтвердила известную истину о том, что нет ничего постоянного, чем временное.

В Стратиграфическом кодексе были сведены основные правила, определяющие содержание и применение терминов и наименований, используемых в практике стратиграфических исследований, а также правила процедуры установления стратиграфических подразделений. Кодекс был принят как один из важнейших документов геологической службы страны, обеспечивающий “возможное единообразие и стабильность в применении стратиграфических терминов и наименований при производстве разного вида геологических работ на территории СССР” (Стратиграфический кодекс СССР, 1977, с. 5). Требования Кодекса выполнялись и при различных геологических исследованиях.

Высоко было оценено и общенаучное значение Кодекса. Б.С. Соколов, тогда академик-секретарь Отделения геологии, геофизики и геохимии, в годовом докладе на Общем собрании отделения 28 февраля 1978 г., излагая проблему геохронологической основы геологических исследований, сказал следующее: “Возможно наиболее значительным событием истекшего года в этом отношении явилось окончательное завершение многолетней работы наиболее квалифицированных специалистов АН СССР, Мингео СССР и вузов по подготовке “Стратиграфического кодекса СССР” и его издание большим тиражом, что определяет характер внедрения. На основе длительных научных исследований и огромного практического опыта выработан единый

свод правил и научных критериев, определяющих геохронологическую базу государственного геологического картирования, поисков полезных ископаемых и проведения различных геологических работ на территории СССР. Строго говоря, значение этой работы еще более велико – речь идет о геохронологической основе многих планетарных синтезов в геологической картографии различного направления (тектоника, палеогеография, история магнитного поля Земли и т.д.). Новое обобщение советских стратиграфов имеет ряд существенных отличий от обобщения, предложенного американскими стратиграфами, и показывает, сколь важны поиски единого “геохронологического языка” для геологов всего мира”. (Соколов, 1978, с. 7).

Изданию Кодекса предшествовала многолетняя активная деятельность ведущих стратиграфов страны, изучение и анализ соответствующих различных публикаций, как отечественных, так и иностранных. Поэтому не случайно А.И. Жамойда, О.П. Ковалевский, А.И. Моисеева и В.И. Яркин названы не авторами Кодекса, а составителями.

Кодекс, действительно, – труд коллективный, в котором, по-существу, участвовали не только здравствующие в те годы геологи, но и их предшественники. Всех активных участников этой работы необходимо вспомнить добрым словом. Само же составление первого Кодекса и последующих кодексных изданий были уникальными исследованиями, сопровождавшимися иногда острыми дискуссиями, вызвавшими большой интерес к теоретическим и методическим проблемам стратиграфии. Эти исследования обеспечивали постановку новых разработок как в указанных областях, так и в практической стратиграфии.

Началом целеустремленных исследований по стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуре можно считать создание на I сессии Международного геологического конгресса (1878 г., Париж) комиссии для выработки проекта унификации стратиграфической и геохронологической терминологии. На II сессии МГК (1881 г., Болонья) русская делегация пред-

ложила термины для местных стратиграфических подразделений, в частности “свиту”. На VIII сессии МГК (1900 г., Париж) была принята первая таксономическая шкала стратиграфических и геохронологических подразделений и их терминология. Эта шкала стала называться международной.

История последующих исследований и работ в этой области достаточно полно охарактеризована в многочисленных монографиях, учебных и различных кодексных изданиях. Разработки и предложения трех известных советских стратиграфов были использованы при подготовке Стратиграфического кодекса СССР. В “Новой системе региональной стратиграфии” А.Н. Криштофович (1939, 1945) предложил две иерархические шкалы стратиграфических и геохронологических единиц: общего (мирового) и регионального распространения. Д.Л. Степанов (1946, 1951) выделил два типа местных стратиграфических схем – локальный и региональный. Б.М. Келлер (1950) рекомендовал иерархический ряд местных подразделений (серия, свита, пачка) и местное подразделение, выделяемое по палеонтологической характеристике, – горизонт. Таким образом, тремя авторами был предложен достаточно полный набор терминов, используемых в дальнейшем при подготовке брошюр, которые явились прямыми предшественниками отечественного кодекса. Образованная в 1952 г. во ВСЕГЕИ Стратиграфическая комиссия под руководством Л.С. Либровича продолжила эту работу, итогом которой «явилась сразу же ставшая знаменитой так называемая “Зеленая книжка” (Стратиграфические и геохронологические подразделения, 1954). Именно она стала организующим началом проведенного в 1955 г. Первого Всесоюзного совещания по общим вопросам стратиграфической классификации, сыгравшего огромную роль в возбуждении стратиграфической мысли и выработке единых подходов к решению всех стратиграфических проблем, как региональных, так и общих» (Соколов, 1987, с. 7).

Как известно, в том же 1954 г. было принято Постановление Правительства СССР о составлении Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 и решение о создании многотомной монографии “Стратиграфия СССР”. В 1955 г. был учрежден Межведомственный стратиграфический комитет СССР под председательством Д.В. Наливкина. Одно за другим выходят издания МСК: “Стратиграфическая классификация и терминология” (1956, 1960), “Инструкция по составлению корреляционных стратиграфических схем для территории СССР и отдельных ее регионов” (1958), “Задачи и правила изучения и описания стратотипов и опорных стратиграфических разрезов” (Либрович, Овечкин, 1963). Первый вариант “Правил стратиграфической номенклатуры”,

подготовленный в 1959 г. В.В. Меннером, был доработан специальной комиссией при участии лингвистов. “Правила стратиграфической номенклатуры” были утверждены в 1964 г. пленумом МСК и опубликованы под редакцией А.И. Жамойды, В.В. Меннера и А.Д. Миклухо-Маклая в брошюре “Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура” (1965).

Образованной в 1965 г. в составе МСК Комиссии по стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуре (КСКТН, председатель А.И. Жамойда) была поручена подготовка Стратиграфического кодекса на основе имеющихся выше перечисленных публикаций. Последующим вкладом в указанную работу было составление “Обзора зарубежных стратиграфических кодексов” и его издание в 1969 г. в качестве 1-го тома трудов МСК (Жамойда и др., 1969)¹. В.И. Яркин подготовил в 1967 г. первый вариант проекта кодекса; затем последовали два опубликованных проекта Стратиграфического кодекса СССР (1970, 1974) и проект классификации, терминологии и номенклатуры применительно к четвертичной системе (Шанцер и др., 1973).

Кроме внимательного анализа всех предыдущих публикаций (в том числе зарубежных), были рассмотрены корреляционные стратиграфические схемы и легенды к геологическим картам некоторых районов СССР и ряда других стран, проведено несколько заседаний КСКТН, на которых известные стратиграфы – В.И. Бодылевский, В.А. Зубаков, Г.Я. Крымгольц, Л.С. Либрович, В.В. Меннер, В.И. Яркин и др. – выступили с докладами по ключевым проблемам стратиграфии, связанным с составлением кодекса (Проект Стратиграфического кодекса СССР, 1970). Были разосланы анкеты-вопросники с просьбой высказать свои соображения относительно основных положений и правил, которые должны составлять содержание кодекса.

Какие же вопросы и проблемы обсуждались на материале проектов кодекса? Вопрос о необходимости стратиграфического кодекса, в чем сомневались несколько человек, был довольно быстро снят, поскольку кодекс ни в коей мере не был направлен на ограничение развития стратиграфических идей.

На специальном пленуме МСК в 1967 г. на основе полученных ответов от ведущих стратиграфов были обсуждены дискуссионные вопросы стратиграфической классификации и терминологии: соотношение стратиграфической и геохронологической шкал; соотношение этапности развития органического мира и обоснования стратиграфических границ; правомерность существования

¹ Без ведома авторов книга была издана на английском языке в Израиле (Zhamoida et al., 1971).

единой стратиграфической шкалы или двух категорий шкал – общей (планетарной) и провинциальных; принципы и критерии выделения общих и региональных (местных) подразделений (Жамойда, 1969).

На первый Проект Стратиграфического кодекса СССР (1970, тираж 1000 экз.) прислали свои предложения и замечания свыше 70 специалистов, что составило 550 страниц машинописного текста. На пленуме МСК 2 февраля 1972 г. выступило по обзорному докладу 50 участников (Жамойда и др., 1973). Наиболее обстоятельные отклики прислали Ю.Н. Андреев, М.К. Аполлонов, О.С. Вялов, В.Б. Горянов, Ф.Г. Гулари, В.Е. Егоян, Г.Я. Крымгольц, Б.К. Лихарев, Н.П. Луппов, С.В. Мейен, Д.В. Наливкин, А.П. Ротай, А.М. Садыков, Т.Н. Спизарский, Б.П. Стерлин, Ю.Ф. Чемяков, Е.В. Шанцер, бюро Сибирской РМСК и Литовская подкомиссия Прибалтийской РМСК. Очень полезными в дискуссии были опубликованные соображения и предложения Б.С. Соколова (1971). Большинство авторов дали положительную оценку Проекту, рассматривая его как основу для подготовки кодекса.

По первому из главных дискуссионных вопросов – назначение и содержание кодекса – было высказано три мнения: ограничить кодекс правилами номенклатуры и только связанной с нею терминологией (С.В. Мейен, А.Н. Олейников); исключить из кодекса правила выделения тех или иных подразделений (О.С. Вялов, Г.Я. Крымгольц и др.); практически превратить кодекс в методическое руководство. Большинство же поддержало предложенное составителями содержание проекта, т.е. необходимость помещения в кодексе структуры принятой стратиграфической классификации, определений основных понятий и терминов, правил установления и наименования стратиграфических подразделений.

Вторым главным вопросом было определение понятия “стратиграфическое подразделение” (объект стратиграфии). Большинство высказалось за отнесение к стратиграфическим подразделениям первично-слоистых тел, различаемых по признакам, устанавливающим последовательность их формирования. Включение в сферу стратиграфии любых обособленных тел поддержали Л.Л. Халфин, Т.Н. Спизарский, В.И. Краснов, В.Л. Егоян и еще несколько геологов.

По-видимому, предшествующие дискуссии сыграли свою положительную роль в том, что предложенные в Проекте отказ от понятия “единая стратиграфическая шкала” (Стратиграфическая классификация и терминология, 1960), установление самостоятельности различных категорий подразделений и признание местных подразделений основными были приняты без особых дискуссий и даже оценены большинством как положи-

тельные изменения по сравнению с прежней концепцией.

Из проблем классификации развернулась дискуссия о правомерности выделения среди основных подразделений корреляционных и местных. Более 10 авторов отзывов объединяли последние в одну категорию – региональную (Б.С. Соколов, Д.В. Наливкин, Г.Я. Крымгольц, геологи НИИГА и СНИИГГИМС и др.). Несколько специалистов, в том числе В.А. Вахрамеев, Б.В. Поярков, поддержали корреляционную категорию, предлагали выделить в ней два таксона – горизонт и слои, О.С. Вялов рекомендовал ввести в нее также “региональный ярус”.

Как известно, во втором Проекте кодекса корреляционная категория получила название региональной, сохраняя за собой корреляционные функции в пределах палеобассейнов седиментации или палеобиогеографических единиц, и в то же время являясь “мостиком” от местных подразделений к единицам общей шкалы.

Развернувшаяся на пленуме дискуссия о диахронности границ местных подразделений и о соотношении последних со вспомогательными литолого-стратиграфическими продолжается до сих пор. Был обсужден и перечень необходимых Приложений к кодексу. Было решено начинать характеристику с общих единиц, а не с местных, поставленных в Проекте кодекса на первое место по примеру французского кодекса 1962 г.

Основные положения проекта Стратиграфического кодекса СССР были опубликованы и доложены в различных учреждениях нашей страны и на заседании Международной подкомиссии по стратиграфической классификации во время 24-й сессии Международного геологического конгресса в Монреале (Жамойда и др., 1972). Последний доклад был опубликован в циркуляре № 43 Подкомиссии и вызвал ряд откликов за рубежом.

Во втором варианте Проекта Стратиграфического кодекса СССР (1974, тираж 500 экз.) объяснение терминов было вынесено из собственно кодекса, добавлены главы, посвященные био-стратиграфическим и климатостратиграфическим подразделениям. В декабре 1974 и в мае 1975 г. после получения более 50 отзывов на заседании КСКТН обсуждался второй вариант проекта, который был принят за основу будущего кодекса (Обсуждение Проекта Стратиграфического кодекса СССР, 1977). Был принят ряд конкретных решений: введено низшее по рангу подразделение общей шкалы – звено, сохранены региональные подразделения в составе горизонта и лоны, в местные подразделения включен комплекс, зональные био-стратиграфические подразделения оценены как самостоятельные частного обоснования. Большинство участников возражали против включения в кодекс климатостратиграфических

подразделений. Было предложено В.В. Меннеру возглавить рабочую группу по подготовке дополнений к кодексу, посвященных подразделениям, основанным на периодичности геологических процессов. По разным причинам группа не была образована, но позже В.А. Зубаков (1978) опубликовал брошюру “Ритмостратиграфические подразделения. Проект дополнений к Стратиграфическому кодексу СССР”. Две из предлагаемых категории подразделений – климато- и магнито-стратиграфические вошли уже во второе издание “Стратиграфического кодекса” (1992).

Последнее рассмотрение проекта по докладу А.И. Жамойды вел на пленуме МСК 4 февраля 1976 г. В.В. Меннер. Пленум одобрил в целом представленный новый (третий) вариант проекта кодекса и утвердил редколлегия кодекса в составе А.И. Жамойды (председатель), В.Н. Верещагина, В.В. Меннера, Б.С. Соколова, Е.В. Шанцера и В.И. Яркина. Редколлегия вместе с О.П. Ковалевским и А.И. Моисеевой и завершила этот многолетний коллективный труд. Был подготовлен полный перевод кодекса на английский язык, который вышел вместе с русским текстом в 1979 г.

По решению МСК был выпущен сборник “Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме” (1980), в котором составители кодекса, члены редколлегии и другие стратиграфы имели возможность обосновать свои собственные представления, в том числе и такие, которые не нашли отражение в кодексе.

Требования Стратиграфического кодекса СССР вошли в различные инструкции и методические руководства по геологической съемке и геологическому картографированию, в методическое пособие “Практическая стратиграфия” (1984), в учебники вузов, в практику работы Научно-редакционного совета Мингео СССР и его филиалов. Представляется, что оперативное внедрение требований кодекса в стратиграфические исследования и геологическую практику можно объяснить именно тем, что в работу над первым кодексом были вовлечены многие специалисты из различных ведомств, учреждений и городов. И за прошедшие десятилетия требования кодекса стали уже привычными, их сумели оценить как необходимость.

После выхода Стратиграфического кодекса СССР дискуссии по общим вопросам стратиграфии, естественно, не прекращались, а напротив, приобрели еще большую остроту. С 1977 по 1988 год в СССР было опубликовано более 270 работ, затрагивающих в той или иной мере проблемы стратиграфической классификации и терминологии, поднятые Кодексом. Были опубликованы многочисленные зарубежные кодексы и “Международное руководство по стратиграфии” (Жамойда и др., 1996). Изменились и задачи гео-

логического картографирования в нашей стране: намечался переход к составлению Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 50 000².) Все это определило необходимость подготовки второго издания кодекса. Такая подготовка была начата КСКТН в 1984 г. Второе, дополненное издание “Стратиграфического кодекса” вышло в 1992 г., а “Дополнения к Стратиграфическому кодексу России” были опубликованы в 2000 г.

Но это, как говорится, уже другая история.

В настоящем очерке невозможно перечислить всех специалистов, которые внесли свой вклад в общее дело. Для составителей были очень полезны и критические замечания и даже категорические возражения. Среди тех, кто прислал или передал обстоятельные записки и предложения (кроме выше перечисленных или упомянутых геологов) Т.Н. Алихова, Г.С. Биске, Ю.Б. Гладенков, В.П. Горский, А.А. Григялис, В.В. Друщиц, В.А. Зубаков, Д.Л. Кальо, И.И. Краснов, С.А. Музылев, Д.В. Наливкин, В.П. Нехорошев, Г.С. Поршняков, Н.Н. Предтеченский, Д.М. Раузер-Черноусова, Г.П. Радченко, Л.И. Салоп, Ю.В. Тесленко, А.В. Фурсенко, И. Хлупач (Чехословакия), Н.Г. Чочиа, О.Л. Эйноор.

После выхода “Стратиграфического кодекса СССР”, кроме откликов в печати, в адрес составителей были и письма, чаще одобрительные, реже критические. Первое письмо было от почетного председателя МСК академика Дмитрия Васильевича Наливкина, которому в тот год исполнилось 88 лет. Оно нигде не публиковалось, поэтому приложению его полностью.

Дорогой Александр Иванович,

большое спасибо за экземпляр кодекса, но еще большее спасибо за то, что он вообще появился.

Это такая сложная, тяжелая, большая и неприятная работа и то, что под вашим руководством и ближайшем участии ее удалось выполнить – это большое достижение и для вас лично и для ВСЕГЕИ в целом.

Прошу передать мою благодарность и вашим сотрудникам –составителям.

Новый термин “звено” (стр. 20) мне нравится как подразделение зоны. Думаю, что оно может войти в жизнь.

Я сейчас поглощен первыми женщинами-геологами, уже написал более 100 очерков жизни, но собираюсь все-таки выступить на сессии ВПО с докладом “Детализация стратиграфических и палеонтологических подразделений”, там “звено” и пригодится.

Еще раз благодарю

Ваш Д. Наливкин

20-ХП-77

Поздравляю с наступающим Новым Годом!

² Эта работа вскоре была свернута.

Составителям и всем, кто принимал участие в подготовке Стратиграфического кодекса СССР, было, конечно, очень приятно получить это письмо от старейшины отечественных геологов. Многолетняя работа коллектива составителей Стратиграфического кодекса позволила сформулировать основные требования к кодексным изданиям, применительно к геологическим дисциплинам (Жамойда и др., 1996):

1. Кодекс составляется и существует главным образом для использования в практической работе геолога, поэтому он должен быть по возможности краток, написан понятно, рационально построен и снабжен подробным оглавлением; содержание каждой статьи должно раскрываться в ней самой, преимущественно без ссылок на другие статьи.

2. Кодекс должен содержать требования, проверенные практикой, с учетом мирового опыта и традиций национальной геологической службы, включая в то же время перспективное новое; обязательные требования, сформулированные в статьях, должны быть четко отделены от рекомендаций (советов).

3. Кодекс – не методическое руководство и не учебное пособие, тем не менее он не может содержать только иерархию специальных единиц (подразделений) и правила их номенклатуры; существенную часть составляют определения понятий и терминов, характеристика специальных подразделений различных типов (категорий, видов) и рангов, изложение процедуры их установления и обоснования, причем в кодексе необходимо ограничиться только основными понятиями и терминами и минимумом вновь вводимых.

4. В приложениях или примечаниях могут быть помещены грамматические правила номенклатуры, советы по изучению типовых разрезов (обнажений) и оформлению результатов этого изучения, а также другие материалы, полезные в практической работе.

5. В кодексе специально не рассматриваются теоретические вопросы данной дисциплины, однако он должен, по возможности, строиться, исходя из определенной концепции, интегрирующей основные положения, принятые составителями.

6. Соблюдение возможной стабильности требований кодекса при его переизданиях, поскольку кодекс используется, прежде всего, в практике геологосъемочных и картографических работ.

При любой подробности кодекс не может охватить все возможные реальные случаи, поэтому полезно иметь в виду совет составителей обоих изданий международного руководства по стратиграфии о том, что в тех ситуациях, к которым правила и даже рекомендации не применимы, следует руководствоваться здравым смыслом.

В цитируемом в начале статьи докладе Б.С. Соколова (1978, с. 7) отмечено, “что аналогичная работа по унификации и типизации понятий, терминологии и подходов к номенклатуре в других геологических науках (особенно в тектонике, литолого-формационных исследованиях и т.д.) столь же необходима”.

Однако за прошедшие четверть века только петрографы по инициативе, при участии и под руководством Н.П. Михайлова подготовили и опубликовали “Петрографический кодекс” (1995), во многом используя опыт стратиграфов. Во ВСЕГЕИ начали подготовку Металлогенического кодекса.

В отношении необходимости и возможности составления Тектонического кодекса существуют различные мнения. Так, Л.И. Красный, который много и специально занимался вопросами тектонической классификации и терминологии, пришел к следующему выводу: “Необходимо и достаточно, после предварительной дискуссии, составить не “Тектонический кодекс”, а “Свод правил и рекомендаций по тектонической систематике, терминологии и номенклатуре” (Красный, 1994, с. 83). Однако, все, перечисленное Л.И. Красным в составе предлагаемого “Свода правил и рекомендаций” и составляет основное содержание кодексных изданий. Как известно, не все подобные издания по стратиграфии имеют официальное наименование – Кодекс. Например, в Норвегии они именуются “Правилами”, а Международная подкомиссия по стратиграфической классификации опубликована два издания “Руководства” (International Stratigraphic Guide). Полное название первого отечественного кодекса таково: “Стратиграфический кодекс СССР. Временный свод правил и рекомендаций”. Таким образом, составление кодексного издания по тектонике, по-видимому, возможно.

Богатый опыт подготовки стратиграфических кодексов, конечно, должен быть использован при составлении кодексных изданий по металлогении, тектонике и другим геологическим дисциплинам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.

Жамойда А.И. Основные дискуссионные вопросы стратиграфической классификации и терминологии // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и материалы его постоянных комиссий. 1969. Вып. 10. С. 56–65.

Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Моисеева А.И. Обзор зарубежных стратиграфических кодексов. М.: Наука, 1969. 103 с.

Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Меннер В.В., Моисеева А.И., Яркин В.И. Основные положения проекта

Стратиграфического кодекса СССР. Л.: МСК СССР, 1972. 14 с.

Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Моисеева А.И., Яркин В.И. Основные дискуссионные вопросы по проекту Стратиграфического кодекса СССР (обзор замечаний) // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. 1973. Вып. 13. С. 42–56.

Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Моисеева А.И. Стратиграфические кодексы. Теория и практическое использование. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. 144 с.

Зубаков В.А. Ритмостратиграфические подразделения. Проект дополнений к Стратиграфическому кодексу СССР. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1978. 72 с.

Инструкция по составлению корреляционных стратиграфических схем для территории СССР и отдельных ее регионов М.: Госгеолтехиздат, 1958. 16 с.

Келлер Б.М. Стратиграфические подразделения // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950. № 6. С. 3–25.

Красный Л.И. Нужен ли тектонический кодекс? // Геотектоника. 1994. № 4. С. 80–84.

Криштофович А.Н. Новая система региональной стратиграфии // Сов. геология. 1939. Т. 9. № 9. С. 68–76.

Криштофович А.Н. Унификация геологической терминологии и новая система региональной стратиграфии // Материалы ВСЕГЕИ. Палеонтология и стратиграфия. 1945. Сб. 4. С. 46–76.

Либрович Л.С., Овечкин Н.К. Задачи и правила изучения и описания стратотипов и опорных стратиграфических разрезов. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 28 с.

Обсуждение Проекта Стратиграфического кодекса СССР // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. 1977. Вып. 17. С. 66–70.

Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.

Практическая стратиграфия / Под ред. И.Ф. Никитина, А.И. Жамойды. Л.: Недра, 1984. 320 с.

Проект Стратиграфического кодекса СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1970. 56 с.

Проект Стратиграфического кодекса СССР. Второй вариант. Л.: ВСЕГЕИ, 1974. 41 с.

Соколов Б.С. Биохронология и стратиграфические границы. В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 155–178.

Соколов Б.С. Главнейшие направления комплексных геологических исследований // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 12. С. 5–16.

Соколов Б.С. К 30-летию Межведомственного стратиграфического комитета // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета. 1987. Вып. 23. С. 5–10.

Степанов Д.Л. Основные проблемы стратиграфии // Тр. юбилейной научн. сессии секции геолого-почвенных наук ЛГУ. Л.: Изд-во ЛГУ, 1946. С. 116–124.

Степанов Д.Л. Верхний палеозой западного склона Урала (опыт биостратиграфического анализа) // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1951. Вып. 54. С. 224.

Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме // Тр. Межведомственного стратиграфического комитета СССР. 1980. Т. 7. С. 168.

Стратиграфическая классификация и терминология. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 28 с.

Стратиграфическая классификация и терминология / Ред. Ротай Л.П. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 60 с.

Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Л.: Недра, 1965. 71 с.

Стратиграфические и геохронологические подразделения. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 88 с.

Стратиграфический кодекс. Издание второе, дополненное. СПб.: МСК, 1992. 120 с.

Стратиграфический кодекс СССР. Временный свод правил и рекомендаций. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 80 с.

Шанцер Е.В., Краснов И.И., Никифорова К.В. Стратиграфическая классификация, терминология и принципы построения общей стратиграфической шкалы применительно к четвертичной (антропогеновой) системе (Проект). М.: ГИН АН СССР, 1973. 37 с.

Zhamoida A.I., Kovalevskii O.P., Moiseeva A.I. A Survey of Non-Soviet Stratigraphic Codes. Jerusalem: IPST, 1971. 72 p.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

УДК (0.63):551.7

ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА СТРАТИГРАФИИ (к публикации на русском языке “Международного стратиграфического руководства” (сокращенная версия)

© 2003 г. Ю. Б. Гладенков

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 21.11.2002 г.

Ключевые слова. Стратиграфический справочник, стратиграфические категории, множественная и единая стратиграфия.

В 1952 г. на Алжирском Международном геологическом конгрессе было решено подготовить международный стратиграфический кодекс. Впервые слово “кодекс” в применении к стратиграфии было использовано австралийскими геологами в 1950 г.

На 60–70-е годы пришелся бум составления национальных стратиграфических кодексов. Более 25 стран разработали свои кодексы, исходя из национальных традиций и опыта стратиграфических работ (Жамойда и др., 1996). В целом одни из них были ориентированы на европейскую стратиграфическую школу с ее идеей единой стратиграфией на хроностратиграфической основе, другие – на американскую школу с ее множественной стратиграфией (самостоятельными лито-, био-, хроно- и др. стратиграфиями).

В литературе в это время появилось много работ известных авторов, посвященных разным подходам к построению классификаций стратиграфических подразделений (Schindewolf, 1970; Erben, 1972; Laffite et al., 1972; Соколов, 1971; Леонов, 1973; Меннер, 1977; Меннер и др., 1977; Мейен, 1974; и др.).

В 1976 г. вышел в свет “Международный стратиграфический справочник” (International Stratigraphic Guide, 1976) под редакцией проф. Х. Хедберга. Это было завершение первого этапа послевоенной деятельности Международной подкомиссии по стратиграфической классификации (МПСК) Международной комиссии по стратиграфии (МКС). Хотя комиссия рекомендовала этот справочник к публикации, но в качестве кодекса он принят не был из-за его определенной односторонности и возражений со стороны некоторых членов комиссии (Меннер, 1977).

Тем не менее, “Справочник”, или “Руководство” получил широкое распространение в разных, прежде всего англоязычных, странах и способствовал выработке универсального подхода к во-

просам стратиграфической классификации и номенклатуры, а также процедурных правил, что содействовало дальнейшему, более эффективно, чем раньше, международному общению геологов и их взаимопониманию при стратиграфических исследованиях.

Через 18 лет, в 1994 г., было подготовлено второе издание “Руководства” (International Stratigraphic Guide, 1994) под редакцией проф. А. Сальвадора. Хотя основная идейная база этого документа в целом не изменилась по сравнению с первым изданием, в него были внесены некоторые дополнения и важные коррективы. Например, впервые введены как отдельные категории магнитостратиграфические подразделения и подразделения, ограниченные несогласиями. Осуществлены и методически важные уточнения в трактовке биостратиграфических единиц. Исключительно важным представляется раздел, посвященный процедуре прослеживания хроностратиграфических подразделений (хронокорреляция) и ее обеспечению разными методами исследования.

Если первое издание “Руководства” получило в нашей стране достаточно широкое распространение – на русском языке оно вышло тиражом 3800 экз. – то второе издание пока мало известно русскому читателю. В России имеются лишь несколько оригинальных экземпляров “Справочника 1994 г., а его русский перевод до сих пор отсутствует.

Недавно в журнале “Эпизоды” (Episodes, 1999, V. 22, № 4) была представлена краткая версия “Справочника” второго издания, подготовленная МПСК под редакцией М. Мерфи и А. Сальвадора (International Stratigraphic Guide: an abridged version, 1999). По мнению МПСК, эта версия является более доступной (прежде всего, в отношении стоимости) и практичной как для стратиграфов, так и для специалистов других разделов геологии, а

также студентов разных стран. Публикация сокращенной версии Справочника весьма своевременна и полезна для геологов всех стран, и ее следует приветствовать.

Нам представилось, что перевод сокращенной версии Международного Справочника на русский язык весьма полезен для наших специалистов. Этот перевод был осуществлен в Лаборатории стратиграфии фанерозоя Геологического института Российской Академии наук Ю.Б. Гладенковым, Т.Н. Голоднюк, О.А. Корчагиным. Последующая редакция русского варианта проведена Ю.Б. Гладенковым и О.А. Корчагиным. Переведенный на русский язык документ в целом сохраняет всю структуру оригинала и – что очень важно – включает многие определения тех или иных терминов, широко используемых зарубежными специалистами (Международный стратиграфический справочник, 2002).

Содействие в публикации Международного Справочника на русском языке оказали проф. Е. Де Мулдер (председатель Международного союза геологических наук), проф. Ф. Градштейн (председатель Международной стратиграфической комиссии) и проф. А. Сальвадор (автор “Справочника”).

Принимая во внимание имеющиеся возражения относительно некоторых положений Международного Справочника, его авторы подчеркивают, что он предлагается в качестве рекомендуемого подхода к стратиграфической классификации, терминологии и процедуре, но не как кодекс. Рассматривая этот документ в ряду важных результатов международного сотрудничества, можно предположить, что в дальнейшем его отдельные положения, возможно, могут быть использованы для создания действительно международного стратиграфического кодекса, который будет приемлем для стратиграфов большинства стран мира, несмотря на различие национальных подходов к решению стратиграфических проблем.

Конечно, краткая версия “Справочника” (как и сам “Справочник”) в настоящее время не может заменить в геологической практике национальные стратиграфические кодексы, в частности российский “Стратиграфический кодекс” (1992), который в течение ряда лет успешно используется при проведении стратиграфических работ в России. Однако знакомство с ней, безусловно, полезно для того, чтобы, с одной стороны, видеть сходство и отличия разных подходов к стратиграфии и, прежде всего, к вопросам стратиграфической классификации, а с другой – создать представление о тенденциях ее совершенствования.

Чем же интересна сокращенная версия Справочника? Какие подходы к стратиграфии она отразила, и какие стороны в ней оказались сильными? С другой стороны, что может вызвать к это-

му документу настороженное отношение и даже его неприятие? Ниже мы попробуем кратко остановиться на этих вопросах.

С самого начала отметим положительные стороны представляемой версии Справочника. К ним относятся:

- *лаконичность* (это всегда ценится в таких документах);

- *сохранение структуры Справочника* (т.е. первоосновы);

- *доступность* (в отношении цены и возможности широкого распространения среди геологов и студентов);

- *прагматическая направленность* (что важно для практической стратиграфии);

- *четкость определений различных понятий и терминов* (это избавляет от неоднозначности их трактовок);

- *раскрытие типов биостратиграфических подразделений* (понятные дефиниции и наглядные рисунки);

- *подчеркивание значительной роли региональных стратиграфических схем* (о чем в последние годы часто забывалось);

- *формулирование требований к выбору стратотипов* (речь идет о стратотипах как подразделений, так и их границ);

- *освещение соотношений между разными типами стратиграфических подразделений;*

- *рассмотрение хроностратиграфии* как основы достижения основной цели стратиграфии.

Не комментируя подробно вышеперечисленные положения (они понятны без специальных разъяснений), напомним, как выглядят категории и подразделений стратиграфической классификации в Справочнике. Из таблицы 1 следует, что выделяются несколько стратиграфических категорий: *литостратиграфические* (с подразделениями: группа–формация–пачка–пласт, поток), *ограниченные несогласиями* (синтема), *биостратиграфические* (биозоны: зоны распространения, интервал-зоны, зоны родословной, комплексные зоны, зоны обилия и др.), *магнитостратиграфической полярности* (зона полярности), *хроностратиграфические* (эонотема–эратема–система–серия (отдел)–ярус–подъярус) и другие (неофициальные) категории.

Эти категории считаются самостоятельными-независимыми. В то же время утверждается, что хроностратиграфические подразделения имеют наибольшее значение для глобального применения. Другие типы подразделений (лито-, био-, и ограниченные несогласиями) обычно применяются в региональном масштабе. Магнитостратиграфические единицы потенциально могут применяться в глобальном масштабе, но для их датирования необходимы сведения о других подразделениях.

Таблица 1. Категории и подразделения стратиграфической классификации

Стратиграфические категории	Основные стратиграфические подразделения	
Литостратиграфические	Группа Формация Пачка Пласт, Поток	
Ограниченные несогласиями	Синтема	
Биостратиграфические	Биозоны: Зоны распространения Интервал-зоны Зоны родословной Комплексные зоны Зоны обилия Другие типы биозон	
Магнитостратиграфической полярности	Зона полярности	
Другие (неофициальные) стратиграфические категории – минералогические, стабильных изотопов, экологические, сейсмические и пр.)	Зона (с соответствующим префиксом)	
		Эквивалентные геохронологические подразделения
Хроностратиграфические	Эонотема Эратема Система Серия = Отдел Ярус Подъярус (Хронозона)	Эон Эра Период Эпоха Век Подвек (или век) (Хрон)

В этой классификации хроностратиграфические подразделения – это совокупность пород, которые образовались за определенный промежуток времени. При этом в ряде случаев используется хроногоризонт – поверхность или плоскость, которая является повсеместно однообразной. Отметим также, что в данной классификации предусматривается выделение хронозон. Они относятся к официальным хроностратиграфическим подразделениям, но не входят в их иерархию и считаются единицами неопределенного ранга.

Хроностратиграфические подразделения глобального распространения служат стандартной шкалой для датирования пород и определения их места в геологической истории. Границы этих подразделений представляются синхронными (в пределах разрешающей способности существующих методов временной корреляции). Ярус является основным рабочим подразделением – подразделением наименьшего ранга. Для прослеживания подразделений и их границ могут использоваться все доступные возможности (литологические признаки, палеонтологические характеристики, изотопные определения возраста, инверсии гео-

магнитной полярности, следы палеоклиматических и эвстатических колебаний, как и каротажные, сейсмические, химические и прочие свойства горных пород).

Со многим из вышесказанного можно согласиться. Однако есть ряд моментов, которые вызывают возражения и требуют обсуждения.

1. Прежде всего представляется, что идея, которая отстаивается авторами Справочника, о множественной стратиграфии с самостоятельными лито-, био-, хроно-, магнито- и прочими стратиграфиями является неверной. Собственно фразеология о равноценности вышеперечисленных подразделений снимается самими же авторами, когда они отмечают, что хроностратиграфия использует всю информацию, получаемую от всех типов стратиграфических подразделений. Нам ближе точка зрения о том, что стратиграфия “едина” и что следует стремиться к выделению действительно стратиграфических подразделений (термин “хроностратиграфия” в принципе является плеоназмом по отношению к “стратиграфии”, но в данном случае допустимым), которые обособляются на комплексной основе (с учетом

Таблица 2. Классификация стратиграфических и геохронологических подразделений (Стратиграфический кодекс России, 1992)**А. Основные стратиграфические подразделения**

Общие стратиграфические подразделения	Геохронологические подразделения	Региональные стратиграфические подразделения	Местные стратиграфические подразделения
Акротема	Акрон	Горизонт	Комплекс
Эонотема	Эон	(Подгоризонт)	Серия
Эратема	Эра	Лона	Свита
Система	Период	Слои с географическим названием	(Подсвита)
Отдел	Эпоха		Пачка
Ярус (Подъярус)	Век		
Зона Раздел	Фаза		
Звено	Пора		
Ступень	Термохрон		

Б. Специальные стратиграфические подразделения

Литостратиграфические	Биостратиграфические	Климатостратиграфические	Магнитостратиграфические	Сейсмостратиграфические
Толща	Биостратиграфические зоны различных видов (зона распространения таксона, зона совместного распространения, филозона, интервал-зона, акме-зона, комплексная зона)	Климатолит	Магнитозоны (мегазона, гиперзона, суперзона, ортозона, субзона, микрозона)	Сейсмокомплекс Сейсмогоризонт
Пачка		Стадиал		
Слой (пласт)		Наслой		
Маркирующий горизонт				
Органогенные массивы				
Стратогены	Ареальные зоны (провинциальная зона, местная зона) Вспомогательные подразделения (слои с фауной или флорой)			

Возможное продолжение таблицы 2Б

Секвенстратиграфические	Ограниченные несогласиями	Циклостратиграфические	Экостратиграфические	Другие
Секвент	Синтема	Цикл (мегацикл, суперцикл, микроцикл)	Экозона	

данных по лито-, био-, магнито- и прочих стратиграфий).

2. Второе – это определенная нечеткость в определении *хроностратиграфии*. В Справочнике декларируется, что хроностратиграфические подразделения – это совокупность пород, сформировавшихся в течение определенного интервала геологического времени. Но “что” именно определяет этот интервал? Здесь не указываются принципы расчленения древних толщ. Обозначается технология проведения границ подразделений, но на какой базе подразделения выделяются, четко не объясняется. Между тем следовало бы

подчеркнуть, что *подразделения надо выделять только на историко-геологической основе*, как отражение определенной этапности развития Земли и ее отдельных блоков.

3. Третья проблема – это спорная типизация стратиграфических подразделений. В Справочнике, как говорилось выше, выделено несколько категорий подразделений (лито-, магнито- и прочие), которые можно было бы назвать фактически “специальными”, как это сделано в “Стратиграфическом кодексе России, 1992 г. В этом кодексе предложена другая классификация (табл. 2) и выделены подразделения – *основные* (их можно

назвать “хроностратиграфическими”) и *специальные*. Первые имеют комплексное обоснование, вторые – частное. Первые делятся по пространственному масштабу на общие (глобальные), региональные и местные. Среди вторых выделяются лито-, био-, магнито- и прочие единицы. Фактически последние часто играют роль “рабочих” подразделений, многие из которых используются практикой на первых этапах изучения разрезов и данные по которым позднее синтезируются при характеристике хроностратиграфических подразделений разного масштаба.

4. Следующий вопрос – о *литостратиграфии*. Известно, что литостратиграфию О. Шиндewolf считал простратиграфией, а французы отнесли к описательной стратиграфии. Литостратиграфия представляется в определенной мере подготовительной ступенью собственной стратиграфии, т.к. сама по себе она не несет понятия о времени (глины или песчаники могут быть и силурийскими, и неогеновыми). При частой диахронности литологических тел геологические карты, составленные только на литологической основе, являются специальными, формационными и не являются строго структурными. Они отличаются от карт, которые составлены на хроностратиграфической основе и которые действительно обеспечивают рисовку структурных элементов в пределах разных участков Земли.

5. Отдельно обратим внимание на крайне важную проблему – о *региональных стратиграфических шкалах*. В Справочнике совершенно правильно подчеркнуто, что путь к выделению единых глобальных подразделений лежит через разработку региональных стратиграфических шкал. Кроме того, всегда будет необходимо иметь региональные и местные единицы независимо от того, точно ли они коррелируются со стандартными глобальными подразделениями. Эти единицы нужны практике как реальное отражение истории развития того или иного региона и как основа геологического картирования и поисков полезных ископаемых. Они особенно важны для крупных территорий и регионов, удаленных от стратотипов Европы. Но, к сожалению, в Справочнике *отсутствует иерархия региональных и местных подразделений*, которые, как и глобальные, должны выделяться на *хроностратиграфическом принципе* (и, следовательно, не могут отождествляться, например, с литостратиграфическими, границы которых часто диахронны). Такая иерархия имеется, например, в Российском Кодексе 1992 г., и опыт ее практического использования заслуживает пристального внимания. В нем среди региональных единиц выделяются горизонт, или региоюрс, лона, или локальная зона, и слои с географическим названием. Среди местных – комплекс, серия, свита, пачка.

6. Специально подчеркнем еще раз очень важное обстоятельство. Мы часто забываем, что наши хроностратиграфические подразделения обычно имеют многогранную, *комплексную характеристику*. Каждое подразделение обладает не только каким-либо одним признаком (например, палеонтологическим или литологическим), но и рядом других (магнитных и пр.), что и делает стратиграфическую единицу (стратон) *уникальной и неповторимой*.

7. Возвращаясь к *хронозоне*, которая не входит в иерархию хроностратиграфических подразделений Справочника, заметим, что геологическая практика давно освоила эти зоны. Она уже активно использует их в детализации стратиграфических шкал – без них создание дробных шкал фактически невозможно. Можно даже привести примеры их картирования и использования в составлении геологических карт. Это ставит вопрос о введении хронозон в иерархическое построение в качестве частей ярусов. Хотя вопрос о подходах к выбору стандартных зон (из ряда зон по разным организмам) остается необсужденным в разных системах и ярусах, но его решить на основе договоренности не так трудно. В Российском кодексе 1992 г. зона входит в иерархию общих подразделений и расположена после яруса.

8. Целесообразность выделения зон в иерархию хроноподразделений диктуется и еще одним обстоятельством. Настает время, когда практика все больше обращается к *детальным подразделениям* – не только *зональным*, но и *инфразональным*. Конечно, они имеют большое значение, прежде всего для совершенствования региональных шкал – для целей расчленения разрезов скважин и составления крупномасштабных геологических карт. Но постепенно масштаб применения инфразональных единиц будет увеличиваться и становиться межрегиональным и даже субглобальным (Гладенков, 1995).

9. Наконец, последнее соображение. Стратиграфию часто называют разделом исторической геологии. Она занимается, во-первых, расчленением горных пород с исторической и хронологической точек зрения, а во-вторых, – разработкой хронологической шкалы для датирования геологических событий. Наверно, эта фраза достаточно понятна. Но еще раз хочется подчеркнуть, что расчленение древних толщ с исторической точки зрения означает расчленение их на естественные, последовательно сменяющие друг друга комплексы, отвечающие последовательным *этанам развития* тех или иных регионов или Земли в целом. Стратиграфия в широком смысле все более становится стратиграфией сменяющихся во времени экосистем.

Основной результат стратиграфических исследований – это создание стратиграфических

шкал и схем (местного, регионального или глобального масштаба). Стратиграфия в широком смысле все больше становится стратиграфией палеоэкосистем.

Но в круг задач стратиграфии входят и крупные проблемы общей геологии. Это, прежде всего, естественная периодизация геологической истории Земли (и биосферы) и геологическое картирование. Первое (проблема периодизации) придает стратиграфии значение самостоятельного раздела геологии. Второе (картирование) является ярким практическим выражением стратиграфии.

В связи с этим не должно казаться странным, что, помимо освещения обычных для традиционной стратиграфии проблем (стратиграфическая классификация, стратиграфические шкалы и пр.), она значительное внимание должна уделять и вопросам, связанным с рассмотрением истории биосферы и экосистем прошлого, как и проявления различных геологических процессов (вот почему современную стратиграфию можно назвать "биосферной"). Поэтому не случайно, что стратиграфия сейчас не ограничивается проблемами первого, методико-технологического уровня (выделение стратиграфических подразделений и их границ и т.п.), а через анализ "былых биосфер" все больше переходит к решению одной из важных задач второго, мировоззренческого уровня – *расшифровке естественной этапности геологического развития* Земли, тренда и последовательности геологических событий разного масштаба. В этом отношении стратиграфия важна для человеческого общества не только как прикладная наука. Она имеет общечеловеческое, методологическое значение. Вот почему ее роль в воспитании общества и, прежде всего молодого поколения, т.е. в образовании, трудно переоценить. А что касается геологии в целом, то без стратиграфии (с ее геологической концепцией) она оставалась бы в значительной мере описательной наукой.

Поскольку в будущем будет стоять вопрос о совершенствовании Международного Стратиграфического Справочника или даже создании Международного Кодекса, широкое обсуждение за-

тронутых проблем общественностью кажется совершенно необходимым.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гладенков Ю.Б. Перспективы инфразонального (микростратиграфического) расчленения осадочных толщ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 4. С. 3–15
- Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Моисеева А.И. Стратиграфические кодексы. Теория и практическое использование. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. 144 с.
- Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1973. 530 с.
- Международный стратиграфический справочник. Сокращенная версия. М.: ГЕОС, 2002. 38 с.
- Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: ВИНТИ, 1974. 186 с.
- Меннер В.В. Общая шкала стратиграфических подразделений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 11. С. 8–15.
- Меннер В.В., Гладенков Ю.Б., Келлер Б.М. и др. Стратиграфические подразделения // Итоги науки и техники. Стратиграфия. Палеонтология. Т. 8. М.: ВИНТИ, 1977. 114 с.
- Соколов Б.С. Биохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 155–178.
- Стратиграфический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.
- Erben H.K. 1972. Replies to opposing statements // Newsletter Strat. 1972. V. 2. № 2. P. 79–95.
- International Stratigraphic Guide / Ed. Hedberg H. New York, 1976. 200 p.
- International Stratigraphic Guide / Ed. Salvador A. Colorado, 1994. 214 p.
- International Stratigraphic Guide: An abridged version / Eds. Murphy M.F., Salvador A. // Episodes. 1999. V. 22. № 4. P. 255–271.
- Laffitte R., Harland W.D., Erben H.K. et al. Some international agreement on essentials of stratigraphy // Geol. Mag. 1972. V. 109. № 1. P. 1–15.
- Schindewolf O.H. Stratigraphie und Stratotypus. Mainz, 1970. 134 S.

Рецензент И.А. Басов

Сдано в набор 13.05.2003 г.

Подписано к печати 04.08.2003 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 16.0

Усл. кр.-отт. 4.0 тыс.

Уч.-изд. л. 15.9

Бум. л. 8.0

Тираж 248 экз.

Зак. 7678

Свидетельство о регистрации № 0110182 от 04.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации
Учредитель: Российская академия наук



Журналы, издаваемые МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке

- | | |
|---|---|
| Acoustical Physics | Molecular Biology |
| Applied Biochemistry and Microbiology | Oceanology |
| Astronomy Letters | Optics and Spectroscopy |
| Astronomy Reports | Paleontological Journal |
| Automation and Remote Control | Pattern Recognition and Image Analysis |
| Biochemistry (Moscow) | Petroleum Chemistry |
| Biology Bulletin | Petrology |
| Biophysics | Physics of Atomic Nuclei |
| Colloid Journal | Physics of Particles and Nuclei |
| Computational Mathematics and Mathematical Physics | Physics of the Solid State |
| Cosmic Research | Plasma Physics Reports |
| Crystallography Reports | Polymer Science, Series A |
| Differential Equations | Polymer Science, Series B |
| Doklady Biochemistry and Biophysics | Polymer Science, Series C |
| Doklady Biological Sciences | Problems of Information Transmission |
| Doklady Chemistry | Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics |
| Doklady Earth Sciences | Programming and Computer Software |
| Doklady Mathematics | Protection of Metals |
| Doklady Physical Chemistry | Radiochemistry |
| Doklady Physics | Russian Journal of Applied Chemistry |
| Entomological Review | Russian Journal of Bioorganic Chemistry |
| Eurasian Soil Science | Russian Journal of Coordination Chemistry |
| Geochemistry International | Russian Journal of Developmental Biology |
| Geology of Ore Deposits | Russian Journal of Ecology |
| Geomagnetism and Aeronomy | Russian Journal of Electrochemistry |
| Geotectonics | Russian Journal of General Chemistry |
| Glass Physics and Chemistry | Russian Journal of Genetics |
| Herald of the Russian Academy of Sciences | Russian Journal of Inorganic Chemistry |
| High Energy Chemistry | Russian Journal of Marine Biology |
| High Temperature | Russian Journal of Mathematical Physics |
| Human Physiology | Russian Journal of Nondestructive Testing |
| Inorganic Materials | Russian Journal of Organic Chemistry |
| Instruments and Experimental Techniques | Russian Journal of Physical Chemistry |
| Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics | Russian Journal of Plant Physiology |
| Izvestiya, Physics of the Solid Earth | Russian Metallurgy (Metally) |
| Journal of Analytical Chemistry | Russian Microelectronics |
| Journal of Communications Technology and Electronics | Semiconductors |
| Journal of Computer and Systems Sciences International | Solar System Research |
| Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology | Stratigraphy and Geological Correlation |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics | Studies on Russian Economic Development |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters | Technical Physics |
| Journal of Ichthyology | Technical Physics Letters |
| Kinetics and Catalysis | The Physics of Metals and Metallography |
| Laser Physics | Theoretical Foundations of Chemical Engineering |
| Lithology and Mineral Resources | Thermal Engineering |
| Microbiology | Water Resources |

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 научной и прикладной фотографии
 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 Всероссийского 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. Радиозоология
 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