

ISSN 0869-592X

Том 8, Номер 6

Ноябрь - Декабрь 2000

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 8 № 6 2000 Ноябрь–Декабрь

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев,
И. А. Басов, М. Бассет, В. А. Берггрен, Е. В. Бибилова,
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,
В. А. Захаров, Д. Кальо, К. И. Кузнецова, Е. Е. Мусатов,
Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко, Ю. Ремане, А. Ю. Розанов,
Б. А. Соколов, Сунь Вейго, М. А. Федонкин, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

Адрес редакции: 109180 Москва Ж-180, 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 8, номер 6, 2000

Возможности Pb-Pb датирования карбонатных пород с открытыми U-Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал <i>Г. В. Овчинникова, И. М. Васильева, М. А. Семихатов, И. М. Горохов, А. Б. Кузнецов, Б. М. Гороховский, Л. К. Левский</i>	3
Верхний карелий в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональные подразделения стратотипической области <i>В. И. Шульдинер, О. А. Левченко, С. З. Яковлева, А. Ф. Макеев, А. Н. Комаров, Д. Л. Конопелько, Ш. К. Балтыбаев, И. В. Козырева</i>	20
Палеоландшафты среднедевонских и франских морей Сибири <i>В. Н. Дубатов, В. И. Краснов</i>	34
Радиоляриевые зоны триаса Дальнего Востока России <i>Н. Ю. Брагин</i>	59
Динамика разнообразия и эволюционные тенденции юрских фораминифер <i>В. А. Басов, К. И. Кузнецова</i>	74
Фитостратиграфия юрских угленосных отложений Иркутского бассейна <i>А. И. Киричкова, Т. А. Травина</i>	89
Новые данные о природной среде обитания первобытного человека и возрасте археологического памятника Сунгирь (Владимирская область) <i>Ю. А. Лаврушин, Е. А. Спиридонова, Л. Д. Сулержицкий</i>	103

Персоналии

Тамара Федоровна Возженникова (1914–2000)	110
---	-----

Contents

Vol. 8, No. 6, 2000

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

The Pb-Pb Trail Dating of Carbonates with Open U-Pb Systems: The Min'yar Formation of the Upper Riphean Stratotype, Southern Urals <i>G. V. Ovchinnikova, I. M. Vasil'eva, M. A. Semikhatov, I. M. Gorokhov, A. B. Kuznetsov, B. M. Gorokhovskii, and L. K. Levskii</i>	3
The Late Karelian in the Stratigraphic Scale of Russia: Determination of Its Lower Boundary and Regional Units in the Stratotype Area <i>V. I. Shuldiner, O. A. Levchenkov, S. Z. Yakovleva, A. F. Makeev, A. N. Komarov, D. L. Konopel'ko, Sh. K. Baltybaev, and I. V. Kozyreva</i>	20
Middle Devonian and Frasnian Seas of Siberia <i>V. N. Dubatolov and V. I. Krasnov</i>	34
Triassic Radiolarian Zonation in the Far East of Russia <i>N. Yu. Bragin</i>	59
Dynamics of Diversity and Evolutionary Trends of Jurassic Foraminifers <i>V. A. Basov and K. I. Kuznetsova</i>	74
Phytostratigraphy of Jurassic Coal-Bearing Formations of the Irkutsk Basin <i>A. I. Kirichkova and T. A. Travina</i>	89
New Data on the Natural Residence Environment of Primitive Man and Age of the Sungir' Archeological Monument (Vladimir Oblast') <i>Yu. A. Lavrushin, E. A. Spiridonova, and L. D. Sulerzhitskii</i>	103

Personalia

Tamara Fedorovna Vozzhennikova (1914–2000)	110
--	-----

Сдано в набор 25.07.2000 г.	Подписано к печати 20.09.2000 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 14.0	Усл. кр.-отг. 3.8 тыс.	Уч.-изд. л. 15.1	Бум. л. 7.0
	Тираж 259 экз.	Зак. 4047		

Свидетельство о регистрации № 0110182 от 04.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации
Учредители: Российская академия наук,
Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН

Адрес издателя: 117864, Москва, Профсоюзная ул., 90
Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

ВОЗМОЖНОСТИ РЬ-РЬ ДАТИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД С ОТКРЫТЫМИ U-РЬ СИСТЕМАМИ: МИНЬЯРСКАЯ СВИТА СТРАТОТИПА ВЕРХНЕГО РИФЕЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

© 2000 г. Г. В. Овчинникова*, И. М. Васильева*, М. А. Семихатов**, И. М. Горохов*, А. Б. Кузнецов*, Б. М. Гороховский*, Л. К. Левский*

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

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

Поступила в редакцию 06.01.99 г.

Определение РЬ-РЬ возраста карбонатных пород миньярской свиты, входящей в состав верхних горизонтов типа верхнего рифея (каратавской серии Южного Урала), осложнено эпигенетическими изменениями этих пород и проявлением в них вторичной РЬ-Zn сульфидной минерализации. В качестве критериев отбора наименее измененных образцов, использованных для РЬ-РЬ датирования, применены не только петрографические и катодолуминесцентные данные и жесткие значения обычных геохимических параметров (Mn/Sr, Fe/Sr, $\delta^{18}\text{O}$), но и малое различие между измеренным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во вторичных карбонатных фазах, выделяемых с помощью выщелачивания 1 N раствором ацетата аммония, и в обогащенных первичных фазах (остатках от такого выщелачивания). Для более полного отделения вторичных карбонатных фаз, возникших в ходе РЬ-Zn минерализации и удаления микропримесей сульфидов, отобранные указанным способом образцы подвергались кратковременному выщелачиванию 0.5 N раствором НВг с последующим полным растворением карбонатной фазы в этой кислоте. РЬ-РЬ возраст, вычисленный по валовым карбонатным фазам и по карбонатным остаткам от выщелачивания в 0.5 N НВг, равен 780 ± 200 и 780 ± 110 млн. лет соответственно. По четырем карбонатным фазам (валовым фазам, продуктам их выщелачивания в 1 N NH_4OAc , а также кратковременного выщелачивания и растворения в 0.5 N НВг) образца, содержащего микропримесь сульфидов, получена РЬ-РЬ датировка 470 ± 80 млн. лет, которая расценивается как возраст РЬ-Zn минерализации. Модельное значение возрастала доломитов t_1 по "изохронам t_1-t_2 ", построенным по карбонатным фазам образцов в предположении $t_2 = 470$ млн. лет, равно 770 ± 200 млн. лет. Оценка (средневзвешенное значение) РЬ-РЬ возраста миньярских доломитов составляет 780 ± 85 млн. лет. Такая оценка хорошо согласуется с современными представлениями о минимальном и максимальном возрастах свиты, основанными как на прямых изотопно-геохронологических и палеонтологических данных по каратавской серии, так и на хемотратиграфических телекорреляциях. Используемая методика отбора и изотопного исследования карбонатных пород открывает возможность получения стратиграфически значимого РЬ-РЬ возраста тех образцов, РЬ-РЬ и U-РЬ системы которых открывались в ходе эпигенетической сульфидной минерализации.

Ключевые слова. U-РЬ систематика, карбонатные породы, эпигенез, верхний рифей, Южный Урал.

ВВЕДЕНИЕ

Изотопно-геохронологическая характеристика типа верхнего рифея – каратавской серии западного склона Южного Урала – до последнего времени опиралась на K-Ag и Rb-Sr датировки минералогически не изученного глауконита, а отчасти и на результаты K-Ag анализа валовых проб габбро-диабазов. Совершенствование U-РЬ и РЬ-РЬ методов датирования карбонатных пород открыло новые возможности для определения изотопного возраста многих докембрийских карбонатсодержащих последовательностей (Moorbath et al., 1987; Jahn et al., 1990; Jahn, Cuvellier, 1994; Jahn, Simonson, 1995; Овчинникова и др., 1995;

Russell et al., 1996). В частности, для известняков средней части каратавской серии (инзерской свиты) недавно был получен изохронный РЬ-РЬ возраст, равный 836 ± 25 млн. лет (Овчинникова и др., 1998б). Это значение интерпретировано как время раннего диагенеза карбонатных осадков и согласуется с Rb-Sr возрастом аутигенных иллитов той же свиты (805–835 млн. лет), возникших в ходе диагенеза погружения (Gorokhov et al., 1995).

Предлагаемая работа посвящена U-РЬ и РЬ-РЬ изучению карбонатных пород миньярской свиты, которая залегает на отложениях инзерской свиты и входит в состав верхней части каратавской серии. Трудность РЬ-РЬ датирования миньярских



Рис. 1. Схема расположения изученного разреза миньярской свиты и некоторых Pb-Zn рудопоявлений на территории западного склона Южного Урала. Рудопоявления: 1 – Ивановское, 2 – Среднекургашлинское, 3 – Зилимское, 4 – Правобережное.

карбонатов определяется тем, что в них проявлена эпигенетическая Pb-Zn сульфидная минерализация (Миркина и др., 1986; Широбокова, 1992). Ответственный за эту минерализацию флюид из-за очень низкого содержания Pb в карбонатах (<1 мкг/г) мог значительно понизить U/Pb отношение во вмещающих породах и изменить изотопный состав Pb в большом объеме карбонатных отложений (Овчинникова и др., 1998а). Поэтому целью работы было выяснение влияния вторичной Pb-Zn минерализации на U-Pb и Pb-Pb системы доломитов миньярской свиты, определение принципиальной возможности U-Pb датирования карбонатов с подобной историей и оценка изотопного возраста названной свиты.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВОЗРАСТ И СОСТАВ ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

Терригенно-карбонатная каратавская серия (3.0–5.5 км) вскрыта в пределах Башкирского мегантиклинория на западном склоне Южного Урала. В современных региональных шкалах эта серия расчленяется на шесть свит (снизу вверх): зильмердакскую (1200–3300 м), катавскую (200–350 м), инзерскую (300–800 м), миньярскую (350–800 м), укскую (160–350 м) и криволукскую (250–300 м), из которых нижняя и верхняя свиты представлены силикокластическими, а четыре другие – преимущественно или исключительно карбонатными от-

ложениями (Козлов и др., 1991; Маслов, Крупенин, 1991; Семихатов и др., 1991; Унифицированные региональные..., 1993; Маслов и др., 1998).

Состав, последовательность и хронологические соотношения большинства свит каратавской серии были установлены на относительно ранних стадиях изучения уральского рифея (см. Стратотип рифея..., 1983), и только строение и литостратиграфическое расчленение пограничных горизонтов миньярской и подстилающей ее инзерской свиты одно время трактовались противоречиво (обзор см. Маслов, Крупенин, 1991). Сейчас установлено, что на западе Башкирского мегантиклинория (хр. Аджигардак), где расположен изученный нами разрез миньярской свиты (рис. 1), эта свита залегает между верхнеинзерской и нижнеукской силикокластическими пачками и представлена довольно однообразной 350–380-метровой толщей доломитов (рис. 2), которые в основании и в кровле включают две небольшие пачки известняков, а в верхней части содержат обильные конкреции, линзы и пласты кремней (Козлов и др., 1991).

Долгое время а priori принималось, что каратавская серия, являющаяся типовым подразделением верхнего рифея, достаточно полно представляет стратиграфический объем последнего (например, Келлер, Семихатов, 1968; Стратотип рифея..., 1982, 1983; Келлер и др., 1984; Семихатов и др., 1991; Коротеев и др., 1997). Укреплению такого мнения во многом способствовали полученные в 60–70-е годы K-Ag датировки минералогически не изученных глобулярных глауконитов из различных горизонтов названной серии. Эти датировки показали в общем правильный убывающий вверх по разрезу ряд значений: верхняя часть катавской свиты – 938, нижняя и средняя части инзерской свиты – 896–853, верхняя пачка последней – 791–740, нижняя часть миньярской свиты – 713–680, базальная пачка укской свиты – 658–630 млн. лет (Гаррис, 1977; Стратотип рифея..., 1983 и ссылки в этих работах); Rb-Sr изохронный возраст глауконита из этой пачки – 688 ± 10 млн. лет (Горожанин, Кутявин, 1986). К определению минимального возраста каратавской серии обычно привлекались (Стратотип рифея..., 1983; Семихатов и др., 1991; Коротеев и др., 1997) K-Ag данные для валовых проб прорывающих габбродиабазов (660–620 млн. лет), K-Ag датировки глауконита из базальных горизонтов несогласно залегающих вендских отложений Урала и Приуралья (625–560 млн. лет), а иногда и полученные А.А. Краснобаевым, но валидно не опубликованные U-Pb циркониевые датировки гранитов, прорывающих вероятные аналоги каратавской серии к востоку от области ее распространения (660 ± 15 млн. лет). Оценка максимального возрастного предела серии опиралась на экстраполяцию K-Ag значений возраста нижнекаратавских

глауконитов и на выборочные К-Аг датировки предположительно докаратавских габбродиабазов, которые наряду с заведомо омоложенными показали значения около 1150–1000 млн. лет (Гаррис, 1977).

Хотя с современной точки зрения перечисленные датировки (в особенности К-Аг определения по валовым пробам магматических пород) не могут считаться методически надежными, они до недавнего времени рассматривались как свидетельство того, что каратавская серия достаточно полно представляет всю последовательность отложений от 1000 ± 50 до 650 ± 20 млн. лет. Следует отметить, что при этом не анализировались значение и продолжительность стратиграфического перерыва, явно отделяющего каратавскую серию от налегающих на нее отложений нижнего (тиллитов кургашлинской свиты) или верхнего (обломочных пород ашинской серии) венда, а следы размывов, описанные в основании миньярской и укской свит (Беккер, 1961, 1988; Раабен, 1975; Козлов, 1982; Козлов и др., 1991; Маслов, Крупнин, 1991) либо трактовались как связанные с ростом локальных конседиментационных поднятий, либо просто игнорировались.

Более не касаясь вопроса об изотопном возрасте нижней части каратавской серии, подчеркнем, что содержащиеся в ее средней и верхней частях палеонтологические остатки ясно свидетельствуют о принадлежности вмещающих отложений к относительно высоким горизонтам верхнего рифея. В миньярской свите обнаружены остатки *Melanosyngium* (Маслов и др., 1994) – вазоподобных протист, появляющихся в геологической летописи около 850 млн. лет назад (Knoll, 1996), а состав строматолитов из миньярской и укской свит (Раабен, 1975) и состав органостенных микрофоссилий из нижнеинзерских отложений (Стратотип рифея..., 1982) близок к их составу в верхних горизонтах верхнего рифея Шпицбергена и некоторых других регионов (Раабен, 1975; Butterfield et al., 1994).

Недавно полученные С-изотопные (Semikhatov et al., 1995; Подковыров и др., 1998) и Sr-изотопные (Gorokhov et al., 1996a, b; Кузнецов и др., 1997, 1998a) хемостратиграфические данные перевели вопрос о стратиграфическом объеме и возрасте верхнекаратавских отложений в новую плоскость.

Во-первых, было показано, что миньярская и укская свиты лишены протяженных интервалов с высокими значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (от 6 до +8–9‰ PDB), которые характерны для отложений с возрастом 850–630 млн. лет во многих других регионах и рассматриваются как обязательный атрибут С-изотопной летописи этого времени (Kaufman, Knoll, 1995; Bartley et al., in press и ссылки в этих работах). Данный феномен, по мнению

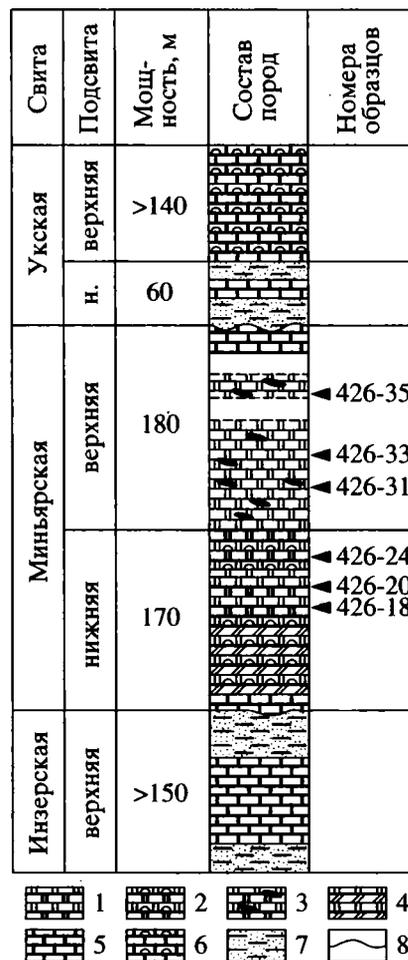


Рис. 2. Строение разреза миньярской свиты и стратиграфическое положение изученных образцов.

1 – доломиты; 2 – строматолитовые доломиты; 3 – доломиты с кремнями; 4 – низкомагнезиальные доломиты; 5 – известняки; 6 – строматолитовые известняки; 7 – песчано-глинистые отложения; 8 – стратиграфические несогласия. Сокращение: н. – нижняя.

В.Н. Подковырова, М.А. Семихатова, А.Б. Кузнецова и их соавторов (Подковыров и др., 1998), объясняется тем, что в верхнекаратавской карбонатной последовательности существуют значительные пробелы, связанные, с одной стороны, с наличием силикокластической криволукской свиты в кровле серии и с последующим предвендским размывом, а с другой стороны – со стратиграфическими перерывами в основании миньярской и укской свит, накопление которых занимало сравнительно небольшие отрезки времени. Так, накопление укской свиты трактовалось как кратковременное событие, следовавшее сразу за стертовским оледенением, проявленным около 700 млн. лет назад.

Во-вторых, полученные по каратавским карбонатам С- и Sr-изотопные данные (op cit.) позволяют думать, что так называемое событие Шалер –

резкое уменьшение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, фиксируемое в надсерии Шалер Арктической Канады (Asmerom et al., 1991), отвечает на Урале позднеминьярским изменениям хемотратиграфических параметров. Прямые данные показывают, что надсерия Шалер моложе 1100 млн. лет (U-Pb возраст наиболее молодой популяции обломочных цирконов в ее основании) и древнее 723 ± 3 млн. лет (U-Pb возраст бадделеита из вулканизов, несогласно перекрывающих надсерию; Heaman, Rainbird, 1990; Heaman et al., 1992; Rainbird et al., 1992), а привлечение телекорреляций позволяет думать, что эта надсерия моложе 802 ± 10 млн. лет (Rainbird et al., 1996). Поэтому событие Шалер логично связывать с началом распада суперконтинента Родиния, начавшимся 750–725 млн. лет назад (Powell et al., 1993; Torsvik et al., 1996). Иначе говоря, если упомянутые выше хемотратиграфические корреляции верны, миньярская свита древнее 750–725 млн. лет, а приведенные выше палеонтологические данные свидетельствуют, что она моложе 850 млн. лет.

Рассматриваемые в настоящей работе образцы карбонатных пород были отобраны в стратотипическом разрезе миньярской свиты, расположенном в окрестностях и в пределах г. Миньяр (см. рис. 1 и 2). В составе свиты здесь доминируют светло-серые и розовые массивные и тонкоплитчатые строматолитовые и механогенные доломиты, содержащие линзовидные тела флейкстоунов, а в верхней половине и обильные стяжения и линзы темных кремней. По появлению последних обычно проводят границу между нижней (200–210 м) и верхней (160–190 м) подсвитами. Вблизи основания и в кровле свиты обособляются две небольшие (10–15 м) пачки известняков, а в подошве свиты местами появляется 1–3 м пакет силикокластических пород.

Миньярские карбонатные породы отличаются низким содержанием нерастворимого силикатного остатка (в среднем 3%), который представлен кварцем, более редкими полевыми шпатами и ничтожными количествами иллита и хлорита (Гареев, 1986). Строматолитовые разности этих пород сложены доломикритами и доло(микро)спаритами, механогенные – главным образом микроспаритами и мелкозернистыми спаритами с реликтами доломикрита. Все породы содержат изменчивое количество позднего кристаллического доломита, слагающего мелкие жилки и включения. Породы сохраняют первичные слоистые текстуры и обломочные структуры, но катодоллюминесцентные данные свидетельствуют о заметной их перекристаллизации. Катодоллюминесценция пород в красноватых тонах, от слабой до умеренной, местами пятнистая, более интенсивная для позднего доломита. В зональных кристаллах такого доломита, присутствующих в некоторых долоспаритах, ядра

и периферия различаются по интенсивности свечения (Подковыров и др., 1998).

Кремневые конкреции и линзы верхней подсвиты сложены агрегатами тонкокристаллического кварца или/и халцедона и нередко содержат окремненные микрофоссилии, в том числе очень хорошей сохранности (Сергеев, 1992). Сам факт присутствия этих микрофоссилий доказывает, что миньярские кремни, подобно всем таким кремням верхнего докембрия, возникли сразу после постморального захоронения микроорганизмов в поверхностном слое осадка, вблизи раздела осадок–вода (Maliva et al., 1989). Вместе с тем, миньярские кремневые конкреции и линзы нередко вмещают реликты доломикроспарита, а в некоторых флейкстоунах ясно видно, что окремнение пород произошло до взламывания осадка и образования этих синседиментационных брекчий. Следовательно, ранняя доломитизация миньярских карбонатов происходила на начальной стадии литогенеза сразу после отложения осадков, которые, вероятно, были представлены высокомагнезильным кальцитом. Сказанное, однако, не касается поздней генерации доломита, которая образует секущие жилки и выполняет отдельные полости в породе. Эта генерация чаще всего встречается в низкомагнезильных доломитах, локализованных в нижней части свиты и связанных с поздней дедоломитизацией пород (Кузнецов и др., 1998б).

Накопление миньярских карбонатных осадков происходило в обширном морском бассейне, который занимал не только значительную часть современного западного склона Южного Урала, но и широкие смежные пространства. Текстурные особенности карбонатов отражают переход от относительно глубоководных обстановок в раннеминьярское время к обстановкам подвижного мелководья, расположенным вблизи базиса действия обычных волн в позднеминьярское (Маслов, 1997).

Сульфидная Pb-Zn минерализация в карбонатных породах каратавской серии приурочена главным образом к южным и восточным районам Башкирского мегантиклинория, а в западных его районах, в которых расположен изученный нами разрез, проявлена относительно слабо (Миркина и др., 1986; Широкова, 1992). Ближайшие к этому разрезу рудопроявления расположены в 20–30 км от г. Миньяр (см. рис. 1). Минерализация состоит из скоплений мелких (0.2–2.0 мм) вкрапленников и прожилков галенита и более редкого сфалерита, которые чаще тяготеют к горизонтам крупнозернистых доломитов, расположенным вблизи контакта карбонатных и силикокластических толщ.

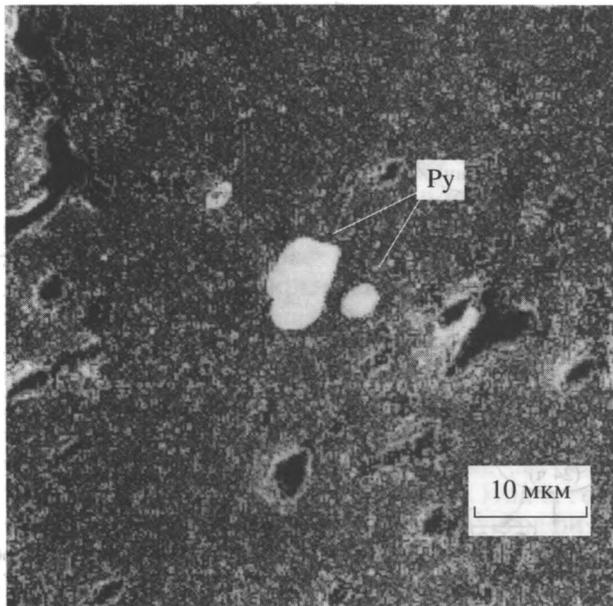


Рис. 4. Фотография микровключений сульфидов (пиритов – Py) в доломите миньярской свиты (образец 426-24). Сканирующий электронный микроскоп.

нием Pb-Pb изохронной модели весьма перспективно, поскольку только таким образом можно получить достоверную возрастную информацию, изучая изотопный состав только дочернего элемента (Pb) без определения концентрации материнского урана. Очевидно, что растворение не способно изменить ни в одной из исследуемых фаз изотопный состав Pb, в котором содержится прямая геохронометрическая информация. Возможное при дифференциальном растворении нарушение отношения U/Pb в этих компонентах не влияет на вычисленный возраст.

В качестве жестких выщелачивающих агентов применительно к докембрийским объектам ранее применялись 0.1 M и 6 M растворы HCl (Whiterhouse, Russell, 1997) и 0.6 N или 1.2 N растворы HBr (Babinski et al., 1995). В настоящей работе для выщелачивания использовалась 0.5 N HBr (Васильева и др., 1998). Выбор реагента основывался на том, что: 1) растворимость сульфидов в HBr выше, чем в HCl; 2) окончательное растворение карбонатной составляющей в менее концентрированной 0.5 N HBr предпочтительнее, чем в 6 N HCl (и даже 1 N HCl), поскольку уменьшается вероятность выщелачивания Pb из силикокластической примеси; 3) выделение Pb для масс-спектрометрического анализа проводится на ионообменных колонках в растворе 0.5 N HBr, и поэтому подготовка образцов для масс-спектрометрического анализа при использовании HBr не требует перевода раствора из хлоридной в бромидную форму, что уменьшает степень лабораторного загрязнения.

Навеска карбонатной породы (PCK-1 или PCK-2 фаза) обрабатывалась 30 мин 0.5 N HBr при комнатной температуре. После центрифугирования нерастворившийся остаток три раза промывался водой, высушивался и взвешивался. В раствор переходило около 30% первоначальной навески. Фаза, перешедшая в раствор, далее обозначается как L-1 (см. рис. 3). Карбонатная часть сухого остатка, не растворившегося при первичном 30-минутном выщелачивании, затем полностью растворялась в 0.5 N HBr в течение суток. Эта фаза далее обозначается как L-2. Во всех фазах определялось содержание U и Pb и измерялся изотопный состав Pb. В образцах 426-18, 426-24 и 426-33 выщелачиванию в 0.5 N HBr подвергались PCK-1 фазы, а в образцах 426-20, 426-31 и 426-35 – PCK-2 фазы. Поэтому в таблице 2 к обозначению фаз L-1 и L-2 было добавлено название исходной фазы, подвергнутой выщелачиванию (PCK-1 и PCK-2). К НРО фазам, оставшимся после растворения карбонатной составляющей в разных кислотах (HCl или HBr), добавлено обозначение соответствующих кислот. В связи с низким содержанием Pb в доломитах ступенчатое выщелачивание HBr проводилось из достаточно больших навесок (600–800 мг). Поэтому данные для PCK-1 и PCK-2 фаз, с одной стороны, и для производных для них L-1 и L-2 фаз, с другой, получены из разных навесок образца.

Определение изотопного состава Pb и содержания U и Pb проводилось из аликвот с использованием смешанного индикатора $^{235}\text{U} + ^{208}\text{Pb}$. U и Pb выделялись на анионообменной смоле Bio-Rad 1×8 в форме HBr по методике Манэ (Manhes et al., 1978). Изотопный состав U и Pb измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Измеренные изотопные отношения Pb были исправлены на коэффициент фракционирования, установленный путем многократного измерения изотопного состава Pb в стандарте NBS SRM-982 и равный 0.13% на единицу массы. Уровень лабораторного загрязнения при выделении U и Pb, определявшийся холостыми опытами, составлял соответственно 0.05 и 0.5 нг. Обработка первичных U-Pb данных проводилась с использованием программы PBDAT, а вычисление параметров изохрон и расчет средневзвешенных значений – программы ISOPLOT (Ludwig, 1989, 1990). Все величины погрешностей, приведенные в тексте и на рис. 6, соответствуют двум стандартным отклонениям (2σ).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Наименее измененные образцы миньярских карбонатных пород, выбранные для изучения U-Pb систематики, отобраны из средней части свиты (см. рис. 2). Они удалены в разрезе как от

Таблица 1. Химический состав карбонатной составляющей доломитов миньярской свиты

Номер образца	Доля нерастворимого остатка, %	Ca, %	Mg, %	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ PDB
426-18	1.8	21.7	13.20	44	143	0.12	54.9	0.608	0.80	2.60	-4.0
426-20	2.6	22.1	13.38	101	145	0.14	74.7	0.606	1.35	1.94	-4.3
426-24	0.9	21.8	13.36	51	100	0.15	68.5	0.612	0.74	1.46	-4.8
426-31	1.6	21.6	13.22	68	90	0.49	44.4	0.612	1.53	1.98	-4.6
426-33	0.7	20.9	13.28	63	150	0.18	103	0.636	0.61	1.46	-4.3
426-35	2.2	22.0	13.41	96	240	0.13	67.6	0.609	1.42	3.55	-4.4

Таблица 2. U-Pb данные для различных фаз карбонатных пород миньярской свиты

Номер образца	Фаза	Pb*, мкг/г	U*, мкг/г	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
426-18	РСК-2	0.271	0.126	34.5	28.863	16.401	39.770
	РСК-1	0.227	0.127	43.2	31.537	16.603	40.321
	L-1 (РСК-1)	0.278	0.166	31.1	29.011	16.395	39.612
	L-2 (РСК-1)	0.194	0.176	71.5	33.047	16.710	40.649
426-20	РСК-2	0.244	0.217	80.7	44.479	17.428	42.312
	РСК-1	0.365	0.254	56.3	35.265	16.797	40.749
	L-1 (РСК-2)	0.285	0.197	59.6	40.144	17.073	41.469
	L-2 (РСК-2)	0.306	0.253	69.8	37.907	17.034	41.490
426-24	НРО (HBr)	0.552	1.689	216.1	26.182	16.185	38.439
	РСК-2	1.014	0.160	10.6	22.393	15.993	38.253
	РСК-1	0.939	0.159	11.4	22.592	15.998	38.312
	L-1 (РСК-1)	0.956	0.156	10.9	22.298	15.940	38.240
426-31	L-2 (РСК-1)	0.653	0.282	29.5	23.740	16.066	38.447
	РСК-2	0.366	0.207	43.8	33.631	16.683	38.427
	РСК-1	0.514	0.233	33.3	29.534	16.389	38.180
	L-1 (РСК-2)	0.494	0.226	33.6	29.590	16.377	38.115
426-33	L-2 (РСК-2)	0.338	0.234	54.3	34.803	16.810	38.549
	НРО (HCl)	1.600	3.527	14.8	23.516	16.054	37.188
	НРО (HBr)	2.721	5.486	13.5	23.165	16.081	37.423
	РСК-2	0.272	0.142	40.7	31.003	16.569	41.584
426-35	РСК-1	0.211	0.162	64.3	35.795	16.900	43.554
	L-1 (РСК-1)	0.241	0.242	79.3	31.774	16.584	41.841
	L-2 (РСК-1)	0.227	0.145	52.3	33.926	16.787	42.746
	РСК-2	0.530	0.292	39.5	27.949	16.327	37.632
426-35	РСК-1	0.627	0.326	36.7	26.899	16.253	37.715
	L-1 (РСК-2)	0.778	0.321	28.8	25.883	16.162	37.652
	L-2 (РСК-2)	0.489	0.317	46.9	28.929	16.445	37.599
	НРО (HCl)	2.876	6.057	13.6	20.627	15.838	37.254
	НРО (HBr)	2.845	13.77	31.3	20.605	15.826	37.345

* Содержания U и Pb в вытяжках рассчитывались по отношению к разности масс РСК-2 фазы и карбонатного остатка от выщелачивания.

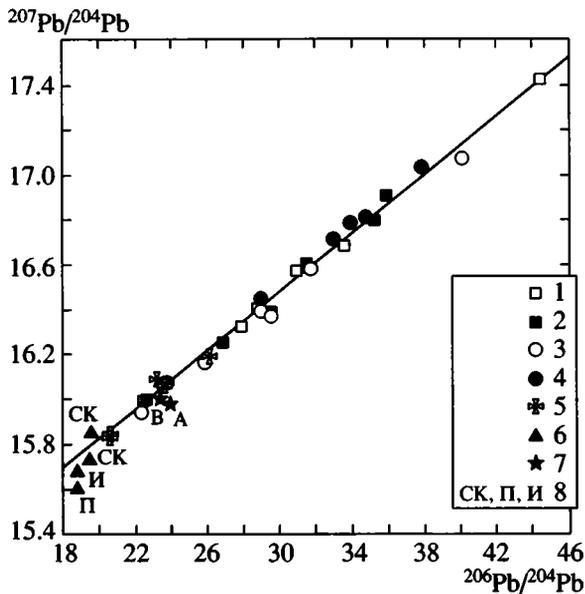


Рис. 5. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для различных фаз доломитов миньарской свиты и для галенитов Pb–Zn рудопоявлений.

1–5 – фазы изученных образцов: 1 – PCK-2, 2 – PCK-1, 3 – L₁, 4 – L₂, 5 – НРО (обозначение сокращений см. в тексте); 6 – галениты; 7 – точки рассчитанного изотопного состава привнесенного Pb: А и В; 8 – Pb–Zn рудопоявления; СК – Среднекургашлинское, П – Правобережное, И – Ивановское (Миркина и др., 1986).

горизонта низкомагнезиальных эпигенетических доломитов, залегающих в основании доломитовой части свиты, так и от перекристаллизованных зернистых доломитов, которые завершают обнаженную часть изученного разреза. Преобразованные в результате диагенеза погружения и метеорного диагенеза эти доломиты обладают относительно высокими значениями Mn/Sr и Fe/Sr (1.4–16.4 и 4.1–64.5 соответственно). По сравнению с ними выбранные “лучшие” образцы из средней части свиты сложены чистой доломитовой фазой (Mg/Ca = 0.606–0.636), имеют незначительную долю некарбонатной примеси (0.7–2.6%), включают реликты микрита и содержат очень малое количество мелко- и среднезернистого доломита поздней генерации. Эти образцы характеризуются низкими содержаниями Mn, Fe и Rb, довольно высокими для доломитов содержаниями Sr (табл. 1) и низкими значениями Mn/Sr и Fe/Sr отношений (соответственно 0.61–1.53 и 1.46–3.55). Величины $\delta^{18}\text{O}$ в породах колеблются от –4.0 до –4.8‰ PDB, а разница отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных фазах, обработанных ацетатом аммония (в PCK-1 фазах) и не обработанных этим реагентом (в PCK-2 фазах), не превышает 0.0025. Перечисленные геохимические и изотопные характеристики указывают на отсутствие существ-

венных вторичных преобразований доломитов в ходе диагенеза погружения и метеорного диагенеза (Choquette, James, 1987; Barnaby, Read, 1992; Montanez, Read, 1992; Горохов и др., 1995; Горохов, 1996; Кузнецов и др., 19986).

U–Pb данные для различных фаз проанализированных образцов представлены в табл. 2. Эти данные показывают, что мягкая обработка образцов раствором ацетата аммония приводит к следующим соотношениям: 1) прошедшие такую обработку PCK-1 фазы образцов 426-20, 426-31 и 426-35 по сравнению с необработанными PCK-2 фазами содержат больше U и Pb, тогда как измеренное значение $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ в PCK-1 фазах меньше, а изотопный состав Pb менее радиогенный, чем в PCK-2 фазах; 2) PCK-1 фазы образцов 426-18 и 426-33, напротив, демонстрируют более высокие значения отношений $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, чем PCK-2 фазы; 3) в PCK-1, PCK-2 и L-1 фазах образца 426-24 только что названные отношения совпадают в пределах погрешностей определения, и только отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в L-2 фазе примерно на 6% выше, чем в других фазах. Такие соотношения показывают, что в результате выщелачивания раствором NH_4OAc из образцов были частично удалены эпигенетические карбонатные фазы (или примеси), содержащие как более (обр. 426-20, 426-31 и 426-35), так и менее (обр. 426-18 и 426-33) радиогенный Pb, а в образце 426-24 удаление вторичных карбонатных фаз почти не сказалось на его U–Pb системе.

Вместе с тем из таблицы 2 следует, что после выщелачивания пород в бромистоводородной кислоте самые высокие значения отношений $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в образцах 426-18, 426-24, 426-31 и 426-33 наблюдаются в L₂ фазах, оставшихся после обработки раствором 0.5 N HBr. Для образцов же 426-20 и 426-33, содержащих самый радиогенный Pb, наиболее высокие значения упомянутых параметров имеют фазы PCK-2 и PCK-1. Это, по-видимому, отражает гетерогенность карбонатных фаз в двух последних образцах.

Фигуративные точки PCK-1 и PCK-2 фаз, традиционно используемых при возрастных определениях, на графике Герлинга–Гаутерманса в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ образуют линейный тренд (рис. 5). Вычисление Pb–Pb возраста отдельно по точкам PCK-1 фаз дает значение 988 ± 400 млн. лет при среднем квадрате взвешенных отклонений (СКВО) равном 22, а по точкам PCK-2 фаз – 775 ± 130 млн. лет при СКВО = 12. Величина СКВО заставляет считать вычисленные возрастные значения статистически недостоверными. Еще более значительный разброс фигуративных точек наблюдается на графике в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 6). Совершенно очевидно, что U–Pb системы исследованных кар-

бонатов открывались на каком-либо этапе их геологической истории.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты показывают, что даже "лучшие" образцы миньярских доломитов, отвечающие жестким геохимическим критериям, не соответствуют условиям изохронной модели в терминах U-Pb систематики. Эта модель требует единообразия изотопного состава первичного Pb и сохранения замкнутости Pb-Pb и U-Pb систем образцов в течение всей их геологической истории. Разброс точек в Pb-Pb координатах может быть следствием потери U и/или привноса Pb.

Потеря U карбонатными породами в современных гипергенных условиях описана многими авторами (например, Asmerom, Jacobsen, 1993; Jahn, Cuvellier, 1994; Hoff et al., 1995; Johnes et al., 1995; Овчинникова и др., 1995), однако она вряд ли сыграла решающую роль в нарушении U-Pb изотопных систем миньярских образцов. Об этом свидетельствует отсутствие связи между отношением $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и концентрацией U в разных фазах каждого образца (см. табл. 2). В то же время в изученных доломитах наблюдается следующий весьма симптоматичный ряд соотношений.

1. Одноименные фазы разных образцов и различные фазы отдельно взятых образцов демонстрируют обратную корреляцию содержания Pb и измеренного значения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 7).

2. Среди всех проанализированных образцов самые высокие содержания Pb и самые низкие отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ наблюдаются в карбонатных фазах образца 426-24, в котором при электронномикроскопическом исследовании обнаружены микровключения пирита.

3. Изотопные отношения Pb в PCK и L фазах этого образца ближе всего к отношениям, наблюдаемым в свинце нерастворимых в HCl фаз (НРО фаз, табл. 2, рис. 4) и в свинце галенитов Pb-Zn рудопроявлений Башкирского мегантиклинория (Миркина и др., 1986).

4. Лабораторное выщелачивание образцов ацетатом аммония, призванное удалить вторичные карбонатные фазы (Горохов и др., 1995; Овчинникова и др., 1995), не приводит к удалению Pb.

5. Обработка 0.5 N HBr, направленная как на удаление вторичных карбонатных фаз, так и на разложение сульфидов, напротив, приводит к заметному увеличению концентрации Pb в кислотных вытяжках (L-1 фазах) по сравнению с остатками (L-2 фазами), которые содержат наименьшее количество Pb.

Все сказанное позволяет предположить, что в миньярские доломиты на каком-то этапе их геологической истории был привнесен Pb. Привнос

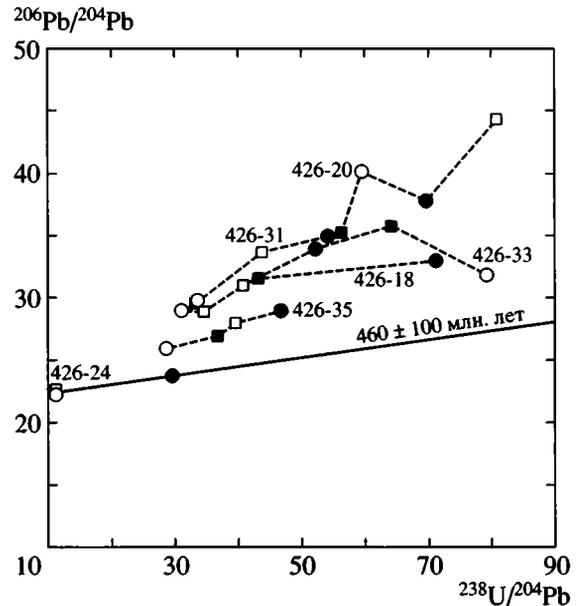


Рис. 6. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ для различных фаз доломитов миньярской свиты.

Пунктирные линии соединяют точки фаз одного и того же образца. Рассчитанное значение U–Pb возраста для PCK-1, PCK-2, L₁ и L₂ фаз образца 426-24 – 460 ± 100 млн. лет. Цифры около точек – номера образцов. Условные обозначения см. рис. 3 и 5.

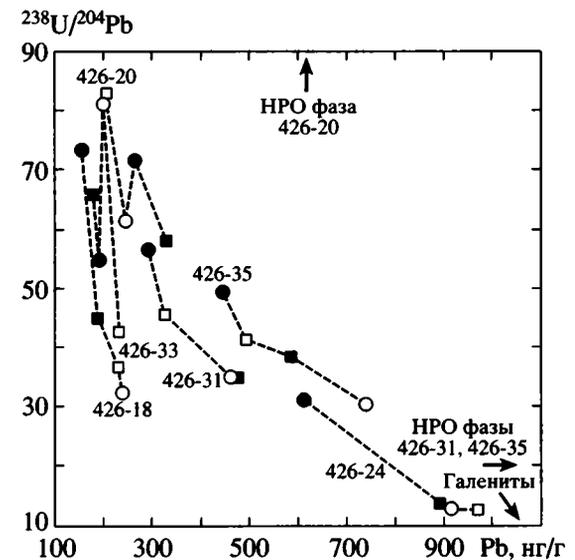


Рис. 7. Зависимость отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ от содержания Pb для различных фаз доломитов миньярской свиты.

Цифры на графиках – номера образцов. Условные обозначения см. рис. 3 и 5.

чужеродного Pb может объяснить наблюдаемый разброс точек на Pb-Pb диаграмме (см. рис. 5). Этот неподдержанный ураном Pb слабо удаляется при выщелачивании NH_4OAc (PCK-1 фазы) и зна-

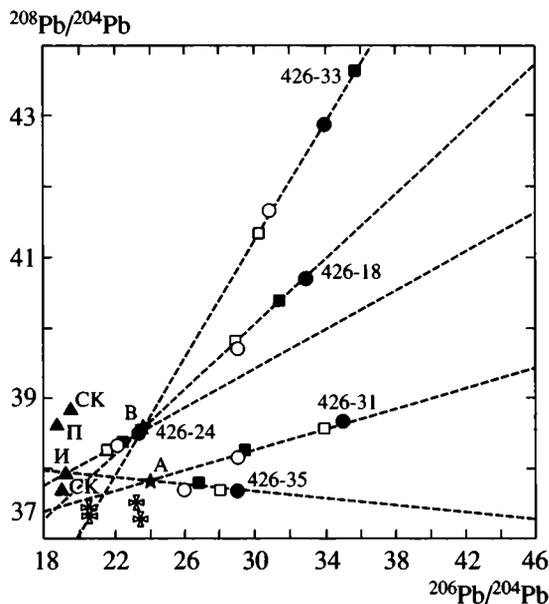


Рис. 8. Диаграмма $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для различных фаз доломитов миньярской свиты. Цифры на графиках – номера образцов. Усл. обозначения см. на рис. 3 и 5.

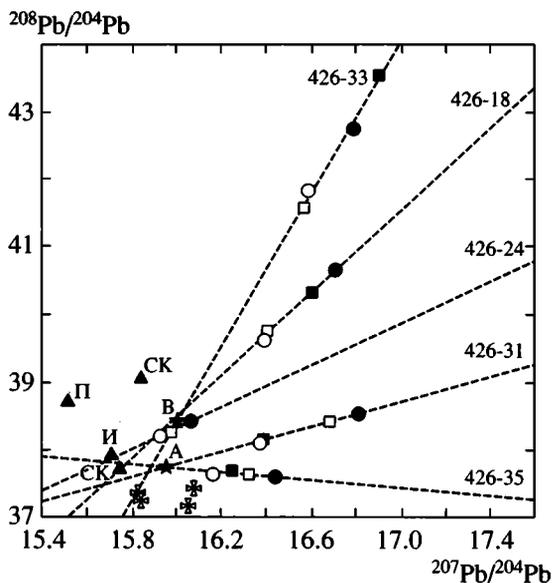


Рис. 9. Диаграмма $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для различных фаз доломитов миньярской свиты. Цифры на графиках – номера образцов. Усл. обозначения см. на рис. 3 и 5.

лее прочно связан в решетке доломитов, в то время как рб второго типа находится в легкорастворимых сульфидных фазах, а возможно, и в эпигенетических карбонатных фазах, образовавшихся на поверхности зерен доломита.

Природа привнесенного в миньярские доломиты свинца может быть оценена на основании анализа вариаций измеренных отношений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, с одной стороны, и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, с другой. Фигуративные точки всех карбонатных фаз изученных образцов, кроме образца 426-20, в соответствующих координатах образуют прямые линии (рис. 8 и 9), которые можно считать линиями смещения двух генетически различных разновидностей Рb: соответственно карбонатного и привнесенного. При этом наиболее радиогенный Рb находится в L-2 фазах, а наименее радиогенный – в L-1 фазах. Поскольку последние содержат не только растворенный чужеродный Рb, но и некоторую долю карбонатного Рb, изотопный состав привнесенного Рb должен располагаться в этих координатах на прямых левее фигуративных точек L-1 фаз (см. рис. 8 и 9). Для оценки изотопного состава избыточного Рb можно применить модель, которая аналогична модели “расходящихся изохрон”, предложенной Ф. Тера (Tera, 1981) и успешно использованной для определения изотопного состава первичного Рb в калиевых полевых шпатах протерозойских гранитоидов Байкальской горной области (Неймарк, Искандерова, 1987).

В осадочных морских карбонатах, как правило, отсутствует корреляция между изотопными отношениями ураногенного ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) и торигенного ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) свинца (Jahn, Cuvellier, 1994). Поэтому разброс точек РСК-2 фаз на рис. 8 и 9 отражает вариации отношений Th/U в смеси первичного карбонатного и привнесенного Рb. Угол наклона прямой, соединяющей в системе координат $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) фигуративные точки L-1, L-2, РСК-1 и РСК-2 фаз, определяется возрастом образцов и отношением Th/U в их разных фазах. Если хотя бы два образца при одном и том же возрасте и разных отношениях Th/U содержат привнесенный Рb одного и того же изотопного состава (переходящий при выщелачивании в L-1 фазу), то прямые, соединяющие фазы каждого образца, должны пересекаться в точке, координаты которой соответствуют изотопным отношениям в привнесенном Рb. На графике в координатах $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ точки образца 426-20 не образуют линейной зависимости, а углы наклона остальных прямых свидетельствуют о том, что отношения Th/U в смеси первичного и вторичного материалов в образцах 426-18 и 426-33 выше, чем в образцах 426-31 и 426-35.

Малые вариации изотопных отношений Рb в различных фазах каждого образца определяют

чительно сильнее выносятся при обработке 0.5 N HBr (L-1 фазы) (см. рис. 7). Следовательно, доломиты миньярской свиты содержат Рb двух типов, различных по изотопному составу и подвижности при выщелачивании. Рb первого типа, вероятно, находится в первичных карбонатных фазах и бо-

значительные погрешности угловых коэффициентов прямых, а это, в свою очередь, позволяет наметить лишь некую область пересечения всех линий смешения. Координаты точек пересечения были рассчитаны попарно для прямых линий, соответствующих образцам 426-31 и 426-35 (точка А) и образцам 426-33 и 426-18 (точка В). Эти оценочные значения изотопного состава привнесенного РЬ показаны на рисунке 5. При этом точки нерастворимой и растворимых карбонатных фаз образца 426-24, а также галенитов лежат близко к области пересечения всех прямых смешения (см. рис. 8 и 9).

Относительно источника вещества вкрапленной сульфидной минерализации, локализованной в каратавских карбонатах, существуют разные точки зрения (Миркина и др., 1986; Широбокова, 1992; Серавкин и др., 1994). Согласно одной из них, в формировании минерализации участвовал свинец, выщелоченный эпигенетическими растворами из вмещающих силикокластических и карбонатных пород каратавской серии (Анфимов, 1984; Миркина и др., 1986). РЬ-изотопные характеристики галенитов, заключенных в миньярских карбонатах, и нерастворимых (НРО) фаз не противоречат этой точке зрения. На рис. 5 точки галенитов образуют тренд, который пересекает эрохрону, объединяющую точки карбонатных фаз миньярских доломитов, а точки НРО фаз, располагаясь на этой же эрохроне, тяготеют к упомянутой точке пересечения. Вблизи последней находятся и вычисленные значения изотопных отношений привнесенного РЬ. Поэтому возможно, что при формировании РЬ-Зп минерализации произошло выщелачивание РЬ из силикокластических и карбонатных фаз верхнекаратавских отложений. Поступающий флюид мог вызвать частичную перекристаллизацию карбонатов и формирование сульфидных минералов с захватом РЬ из раствора. Наибольшую долю захваченного РЬ содержит образец 426-24, в котором концентрация РЬ в 2–4 раза выше, а величина $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ в 3–8 раз ниже, чем в остальных образцах. В связи с этим образец 426-24 был исключен при вычислении РЬ-РЬ возраста.

Фигуративные точки РСК-1 и РСК-2 фаз, а также бромистоводородных кислотных вытяжек (L-1 фаз) и карбонатных остатков от выщелачивания (L-2 фаз) на графике в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ располагаются на прямых линиях (рис. 10). Это свидетельствует о смешении РЬ разного изотопного состава в пределах каждого отдельно взятого образца. Однако совокупность точек одноименных фаз разных образцов не образует единого тренда, что можно объяснить тем, что каждый образец карбонатной породы содержит РЬ двух типов – собственно карбонатный, который

состоит из первичного и радиогенного компонентов, и привнесенный.

Изотопный состав привнесенного РЬ в образцах 426-33 и 426-18 несколько отличается от такового в образцах 426-31 и 426-35. Фигуративные точки привнесенного РЬ (точки А и В) располагаются ниже РЬ-РЬ изохроны (рис. 5) в области изотопных отношений образца 426-24 и достаточно далеко от РСК-2 фаз остальных исследованных образцов. Можно предположить, что доля привнесенного РЬ в РСК-2 и L-2 фазах всех образцов, кроме исключенного из рассмотрения образца 426-24, незначительна, а РЬ-РЬ датировки, вычисленные по совокупностям точек, представляющих эти фазы, имеют геохронологический смысл. РЬ-РЬ возраст по 5 точкам РСК-2 фаз равен 780 ± 200 млн. лет, СКВО = 6.

Свинец, оставшийся в L-2 фазах после выщелачивания 0.5 N НВг, по изотопному составу, вероятно, ближе всего отвечает свинцу первичных карбонатов, поскольку именно L-2 фазы, обогащенные первичным карбонатным материалом, имеют наиболее высокие отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. Возраст, вычисленный по точкам L-2 фаз пяти образцов, равен 780 ± 110 млн. лет. Величина СКВО, равная 1.5, свидетельствует о статистической достоверности этой датировки.

РЬ-РЬ изотопные характеристики карбонатов, в которых проявлена РЬ-Зп минерализация, зависят как от времени формирования этой минерализации, так и от степени сопутствовавшей ей переработки вмещающих пород. Если сульфиды субсинхронны карбонатным осадкам, то изотопный состав РЬ сульфидных и карбонатных минералов уравнивается в момент раннего диагенеза, время которого обычно и определяется РЬ-РЬ датировками карбонатных пород (Jahn, Cuvellier, 1994; Овчинникова и др., 1998а). В этом случае наклон прямой линии в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отвечает времени раннего диагенеза и имеет геохронологический смысл. Примером, иллюстрирующим такой случай, являются позднеархейские доломиты Шмидтсдриффт надсерии Трансвааль (Южная Африка), включающие стратиформную сульфидную минерализацию (Jahn et al., 1990). Если же РЬ-Зп минерализация была наложена на уже сформированные карбонатные породы, то возможны два случая: 1) привнос РЬ неизвестного изотопного состава приводит к разбросу фигуративных точек карбонатов в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Winter, Johnson, 1995) и 2) линейная зависимость в этих координатах возникает, но ее геохронологическая интерпретация неоднозначна. В общем случае полученная прямая является линией смешения, но иногда она имеет геохронологический смысл и рассматривается как “изохрона t_1 – t_2 ”, которая позво-

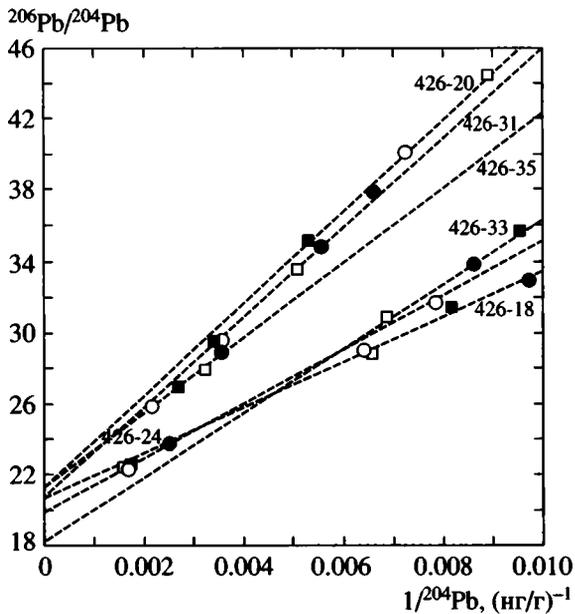


Рис. 10. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-1/^{204}\text{Pb}$ (нг/г) $^{-1}$ для различных фаз доломитов миньярской свиты. Цифры на графиках – номера образцов. Усл. обозначения см. на рис. 3 и 5.

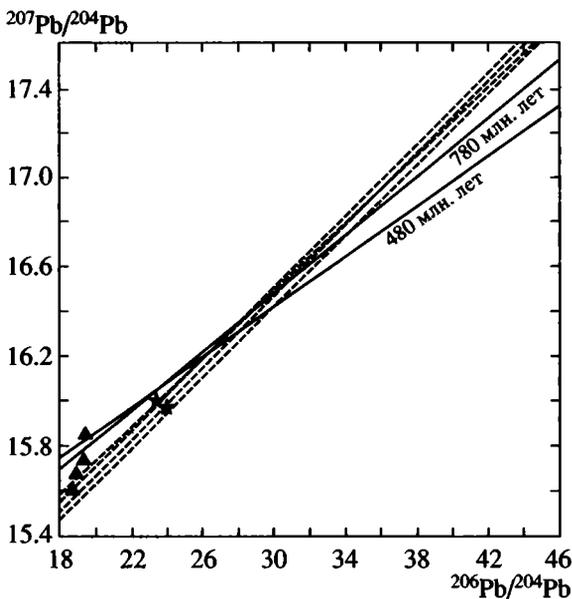


Рис. 11. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для доломитов миньярской свиты. Пунктирными линиями обозначены “изохроны t_1-t_2 ” для образцов 426-18, 426-31, 426-33 и 426-35. Точки, отвечающие отдельным фазам этих образцов, на рисунке не показаны. Сплошные линии показывают положение изохрон для РСК-2 фаз исследованных карбонатов (780 млн. лет) и для карбонатных фаз обр. 426-24 (480 млн. лет). Усл. обозначения см. на рис. 5.

ли (Северная Швеция и Норвегия), которые в ходе каледонских событий были обогащены радиогенным Pb. В результате прямая линия для этих мраморов на графике в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ приобрела гораздо больший угол наклона, чем Pb-Pb изохрона, соответствующая времени формирования этих карбонатов t_1 (Romer, 1994). Р. Ромер показал, что упомянутая линия имеет геохронологический смысл “изохроны t_1-t_2 ”, оценил время перекристаллизации карбонатов t_2 и установил, что значение t_1 совпадает с U-Pb возрастом цирконов из тоналитов, залегающих в основании комплекса Сьянгели.

Возраст Pb-Zn сульфидной минерализации в карбонатах миньярской свиты достоверно неизвестен. Однако эта минерализация несомненно имеет эпигенетический характер (Феокистов и др., 1978; Миркина и др., 1986; Широбокова, 1992) и, вероятно, явилась следствием концентрации рассеянного вещества в связи с активизацией региональных тектоно-магматических процессов. Такая активизация происходила неоднократно на протяжении длительной геологической истории доуралид и уралид (Иванов и др., 1986; Пучков, 1993, 1997; Иванов, 1998) и временами сопровождалась рудной минерализацией. В частности, ордовикские толщи восточной части западного склона Урала, накопившиеся в условиях пассивной континентальной окраины, заключают стратиформные полиметаллические и барит-полиметаллические полигенные рудопроявления, возникшие в результате перераспределения флюидами рассеянного синседиментационного рудного вещества (Широбокова, 1992; Серавкин и др., 1994).

Выше было показано, что для миньярских доломитов корреляция отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и содержания Pb в разных карбонатных фазах конкретных образцов отражает смешение собственно карбонатного Pb, который состоит из первичного и радиогенного компонентов, а также Pb, привнесенного в процессе эпигенетической минерализации (см. рис. 10). В координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ точки всех карбонатных фаз образцов 426-18, 426-31, 426-33 и 426-35 кроме L-2 фазы последнего образца, укладываются на почти параллельные прямые (рис. 11, пунктирные линии), которые проходят как через вычисленные координаты точек привнесенного Pb (рис. 11, звездочки), так и через точки изотопного состава Pb галенитов (рис. 11, треугольники). Эти линии смешения, как и в случае с карбонатными породами комплекса Сьянгели (Romer, 1994), имеют значительно большие углы наклона, чем Pb-Pb изохроны, рассчитанные по РСК-2 и L₂ фазам. Для сравнения на рис. 10 показано положение изохроны для РСК-2 фаз, отвечающей возрасту 780 млн. лет. Наклон линий смешения соответствует значениям возраста 1030–1190 млн.

ляет оценить возраст исходного события t_1 , если известен возраст наложенного процесса t_2 . Примером таких соотношений могут служить раннепротерозойские мраморы складчатого пояса Сьянге-

лет. Если привнесенный Pb выщелочен из карбонатных пород, U-Pb системы которых развивались в замкнутом режиме со времени раннего диагенеза t_1 до момента их нарушения t_2 , то можно рассматривать линии смещения как “изохроны t_1-t_2 ”. Тогда по тангенсу угла наклона этих линий, задаваясь значением t_2 , можно оценить t_1 :

$$\operatorname{tg} \alpha = 1/137.88(\exp \lambda_5 t_1 - \exp \lambda_5 t_2) / (\exp \lambda_8 t_1 - \exp \lambda_8 t_2),$$

где λ_5 и λ_8 – константы распада ^{235}U и ^{238}U , соответственно.

Значение t_2 для карбонатов миньярской свиты, по-видимому, совпадает со временем эпигенетической сульфидной минерализации. Как показали результаты выщелачивания, изотопные отношения Pb всех фаз образца 426-24, содержащего включения сульфидов, близки к рассчитанным для привнесенного Pb. Это позволяет предполагать, что Pb-Pb системы упомянутого образца были полностью перестроены в ходе Pb-Zn минерализации. Более радиогенный Pb в L_2 фазе этого образца по сравнению со всеми остальными его карбонатными фазами свидетельствует о накоплении некоторого количества Pb за счет распада U со времени Pb-Zn минерализации.

Pb-Pb возраст, вычисленный по точкам всех карбонатных фаз образца 426-24, равен 480 ± 100 млн. лет (см. рис. 11), а оценка их U-Pb возраста составляет 460 ± 100 млн. лет (см. рис. 6). Несмотря на значительные погрешности этих данных, связанные с малыми вариациями изотопного состава Pb, они достаточно близки друг к другу, а среднее значение – 470 ± 80 млн. лет, вероятно, определяется раннеордовикский возраст реального процесса – Pb-Zn минерализации. В истории западной зоны современного Урала на ранний ордовик приходился начальный этап рифтогенеза, который сопровождался разрывами древней континентальной коры, утонением краев расходящихся континентальных масс и формированием пассивной континентальной окраины, а в восточной зоне уралид, к востоку от Главного Уральского разлома это было временем океанического спрединга (Иванов и др., 1986; Пучков, 1997; Иванов, 1998). Такая геодинамическая обстановка, обычно связываемая с мантийным плюмом, делает вполне реальной генерацию термальных флюидов, которые могли быть ответственными за мобилизацию вещества и образование эпигенетической Pb-Zn минерализации в каратавских отложениях, располагавшихся тогда в пределах пассивной континентальной окраины.

Если U-Pb и Pb-Pb системы всех карбонатов были нарушены во время t_2 (470 ± 80 млн. лет), то величина t_1 (среднее значение возраста по РСК-2, L-1 и L-2 фазам образцов 426-18, 426-31, 426-33 и

426-35), вычисленная по приведенной выше формуле, равна 770 ± 200 млн. лет. Полученная датировка согласуется со значениями, вычисленными как для карбонатных образцов, не прошедших обработку ацетатом аммония (РСК-2 фаз), так и для тех же фаз, обработанных 0.5 N HBr (L-2 фаз); эти значения равны 780 ± 200 и 780 ± 110 млн. лет соответственно.

Следует заметить, что вычисление возраста по “изохронам t_1-t_2 ”, успешно использованное при интерпретации Pb-изохронны данных сульфидов и полевых шпатов (Неймарк, 1988; Овчинникова и др., 1994; Amelin et al., 1998), является корректной процедурой только для тех образцов, которые не содержат U и не накапливали радиогенный Pb после времени t_2 . В настоящей же работе эти модельные построения применены к миньярским доломитам, не отвечающим данному требованию и накопившим некоторое количество радиогенного Pb после Pb-Zn минерализации. Однако при вариации отношений $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ в этих доломитах от 10 до 71.5 накопленное количество радиогенного Pb (в основном в фазах L_2) для каждого образца незначительно, и погрешности определения тангенса углов наклона “изохрон t_1-t_2 ” сравнимы с погрешностью определения возраста t_2 . Как следствие, величины тангенса угла наклона “изохрон t_1-t_2 ”, построенных по Pb-изотопным данным как исправленным, так и не исправленным на накопление Pb за 470 млн. лет, в пределах погрешностей совпадают.

Средневзвешенное значение возраста доломитов миньярской свиты, вычисленное с использованием трех величин (780 ± 200 млн. лет; 780 ± 110 млн. лет; 770 ± 200 млн. лет), полученных разными вариантами Pb-Pb метода, равно 780 ± 85 млн. лет. Это значение рассматривается как наиболее вероятная оценка изотопного возраста свиты. Такой вывод хорошо согласуется с данными о возрастных пределах свиты, которые основаны как на прямых изотопно-геохронологических и палеонтологических материалах, полученных для каратавской серии, так и на хемостратиграфических телекорреляциях ее верхних горизонтов.

ВЫВОДЫ

1. Использование для выбора наименее измененных разновидностей карбонатных пород не только жестких значений геохимических критериев (Mn/Sr, Fe/Sr, $\delta^{18}\text{O}$), но и величин отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во вторичной и в обогащенной первичной карбонатной фазах, позволило отобрать из имевшейся коллекции миньярских карбонатов шесть образцов, которые испытали минимальные изменения на стадиях диагенеза погружения и метеорного диагенеза и с точки зрения Rb-Sr систематики могли считаться “лучшими”.

2. Указанная процедура, однако, не обеспечила отбора образцов с геохимически незамкнутыми Pb-Pb изотопными системами, так как из-за низких содержаний Pb в карбонатных породах любой Pb-содержащий эпигенетический флюид способен понизить U/Pb отношения и изменить изотопный состав Pb в значительных объемах этих пород. Свидетельством былого воздействия такого флюида на миньярские карбонаты является присутствующая в них эпигенетическая Pb-Zn минерализация.

3. Отделение эпигенетических карбонатных фаз и микропримесей сульфидов с помощью процедуры выщелачивания образцов 0.5 N раствором HBr позволило вычислить для отобранных образцов миньярских доломитов ряд Pb-Pb возрастных значений, полученных по: а) валовым карбонатным фазам образцов, не содержащих сульфидов – 780 ± 200 млн. лет; б) карбонатным фракциям, обогащенным первичными фазами (карбонатным остаткам после выщелачивания в 0.5 N HBr), – 780 ± 110 млн. лет; в) кислотным вытяжкам и карбонатным остаткам после выщелачивания образца, содержащего микровключения сульфидов, – 470 ± 80 млн. лет. Последнее значение, вероятно, отражает время формирования Pb-Zn минерализации t_2 . Кроме того, для доломитов вычислено среднее модельное значение возраста по “изохроне t_1-t_2 ” (при $t_2 = 470$ млн. лет), построенной по валовым карбонатным фазам, кислотным вытяжкам и остаткам после выщелачивания образцов 0.5 N HBr. Это значение составляет 770 ± 200 млн. лет.

4. Три различных подхода к определению изотопного возраста миньярской свиты приводят к средневзвешенному значению ее Pb-Pb возраста – 780 ± 85 млн. лет. Относительно высокая погрешность этого значения обусловлена неравномерными эпигенетическими изменениями проанализированных пород, что затрудняет выделение карбонатных фаз с минимально нарушенными U-Pb и Pb-Pb системами. Тем не менее полученная оценка согласуется как с прямыми изотопно-геохронологическими и палеонтологическими данными по каратавской серии, так и с результатами Sr- и Rb-изотопных хемостратиграфических корреляций и рассматривается как наиболее близкое приближение к возрасту средней части миньярской свиты.

5. Использованная в настоящей работе методика отбора и изотопного исследования карбонатных пород открывает возможность получения стратиграфически значимого изохронного Pb-Pb возраста даже тех образцов, U-Pb и Pb-Pb системы которых нарушены в результате эпигенетической сульфидной минерализации.

Авторы признательны Ю.Д. Пушкареву за полезные замечания, способствовавшие улучшению рукописи, а также А.В. Маслову, М.Т. Крупнину

и Ю.С. Ляхницкому за консультации по вопросам размещения и генезиса сульфидных рудопроявлений на территории Южного Урала. Мы благодарим В.И. Козлова за предоставленные образцы карбонатных пород каратавской серии, а Ю.Р. Беккера за образцы галенитов Зилимского рудопроявления. Электронно-микроскопическое изучение доломитов выполнено М.Д. Толкачевым и М.Р. Павловым.

Работа проведена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 96-05-64928, 99-05-65181 и 99-05-64054).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов Л.В.* Рудообразование в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория // Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск: УрО АН СССР, 1984. С. 109–112.
- Беккер Ю.Р.* Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратавской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. С. 49–60.
- Беккер Ю.Р.* Молласы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Васильева И.М., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др.* Методика разделения (обогащения) первичных и вторичных карбонатов в Pb-Pb геохронологии // Осадочные формации докембрия и их рудность. Тез. докл. СПб.: ИГГД РАН, 1998. С. 8–9.
- Гареев Э.З.* Геохимия и условия формирования миньярской свиты Южного Урала // Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. УФА: БФ АН СССР, 1986. С. 50–58.
- Гаррис М.А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 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 / Ред. Верба Ю.Л. 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.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С., и др.* Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строение Урала. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1998. 252 с.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А.* Опорные разрезы рифея материков // Итоги науки. Сер. геология. Стратиграфия, Палеонтология. М.: ВИНТИ, 1968. С. 5–108.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М.* Типовые разрезы верхней эратемы протерозоя // Геология

- докембрия. 27-й Междунар. геол. конгресс. Секция С-05. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 56–76.
- Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Козлова Е.В. и др. Стратиграфия рифея в стратотипическом разрезе Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. 38 с.
- Коротеев В.А., Краснобаев А.А., Нечеухин В.М. Геохронология и геодинамика верхнего протерозоя Северной Евразии // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 28–36.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде в конце позднего рифея: известняки укской свиты, Южный Урал // Осадочные формации докембрия и их рудоносность. Тез. докл. СПб.: ИГГД РАН, 1998а. С. 31–32.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Мельников Н.Н. и др. Долomitизация верхнерифейских карбонатов миньярской свиты, каратавская серия, Южный Урал // Осадочные формации докембрия и их рудоносность. Тез. докл. СПб.: ИГГД РАН, 1998б. С. 31.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Докл. Акад. наук. 1997. Т. 353. № 2. С. 249–54.
- Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 220 с.
- Маслов А.В., Абдуазимова З.М., Карстен Л.А., Пучков В.Н. Первые находки меланоцириллумов 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., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. Осадочные последовательности рифея типовой местности. Уфа: ГП "Принт", 1998. 225 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 172 с.
- Миркина С.Л., Ляхницкий Ю.С., Неймарк Л.А., Широбокова Т.И. Изотопы серы и свинца в рудопоявлениях Башкирского антиклинория // Значение изотопных исследований для повышения эффективности и качества геолого-поисковых работ / Ред. Миркина С.Л., Загзузина И.А. Л.: Недра, 1986. С. 14–26.
- Неймарк Л.А. Изотопы рудного свинца и некоторые вопросы генезиса месторождений // Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука, 1988. С. 99–117.
- Неймарк Л.А., Искандерова А.Д. Исследование изотопного состава свинца калиевых полевых шпатов методом "расходящихся изохрон" (на примере протерозойских гранитоидов Байкальской горной области) // Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987. С. 128–151.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. Оценка Рb-Рb возраста доломитов миньярской свиты стратотипа верхнего рифея // Осадочные формации докембрия и их рудоносность. Тез. докл. СПб.: ИГГД РАН, 1998а. С. 50–51.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. U-Рb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998б. Т. 6. № 4. С. 20–31.
- Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А. и др. U-Рb и Рb-Рb изотопные исследования вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2. № 3. С. 266–281.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. U-Рb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 5. С. 525–536.
- 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.
- Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–33.
- Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42–61.
- Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 247 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
- Серавкин И.Б., Знаменский А.М., Косарев А.М. и др. Вулканогенная металлогения Южного Урала. М.: Наука, 1994. 160 с.
- Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 139 с.
- Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм / Ред. Келлер Б.М. М.: Наука, 1982. 176 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Унифицированные региональные стратиграфические схемы Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. 145 с.
- Феоктистов В.П., Миркина С.Л., Беккер Ю.Л., Ляхницкий Ю.С. Изотопный состав рудных свинцов полиметаллических месторождений западного склона Южного Урала // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 5. С. 1214–1217.
- Широбокова Т.И. Стратиформные полиметаллические и баритовые оруденения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1992. 140 с.
- Amelin Y.V., Neymark L.A. Lead isotope geochemistry of Paleoproterozoic layered intrusions in the eastern Baltic Shield: Inferences about magma sources and U-Th-Pb fractionation in the crust-mantle system // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. № 3. P. 493–505.
- Asmerom I., Jacobsen S.B. The Pb isotopic evolution of the earth: inferences from river water suspended loads // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 15. № 1/4. P. 245–256.
- 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.

- Babinski M., Chemate F.J., Van Schmus W.R.* The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilatero Ferrifero, Brazil // *Precambrian Res.* 1995. V. 72. № 3/4. P. 235–245.
- Banner J.K., Hanson G.N.* Calculation of simultaneous isotopic and trace element variation during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. № 11. P. 3123–3137.
- Barnaby R.J., Read J.F.* Dolomitization of a carbonate platform during late burial: Lower to Middle Cambrian Shady Dolomite, Virginia Appalachians // *J. Sediment. Petrol.* 1992. V. 62. № 6. P. 1023–1043.
- 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.* in press.
- Brand U., Veizer J.* Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-1. Trace elements // *J. Sediment. Petrol.* 1980. V. 50. № 4. P. 1219–1236.
- Brand U., Veizer J.* Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-2. Stable isotopes // *J. Sediment. Petrol.* 1981. V. 51. № 3. P. 987–997.
- Butterfield N.J., Knoll A.H., Sweet K.* Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfjellet Formation, Spitsbergen // *Fossils and Strata.* Scandinavian Univ. Press. 1994. № 34. P. 84.
- Choquette P.W., James N.P.* Diagenesis 12: Diagenesis in limestones – The deep burial environment // *Geosci. Can.* 1987. V. 14. № 1. P. 3–35.
- 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.
- Gorokhiv I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L. et al.* Two illite generations in an Upper Riphean shale: The Rb-Sr isotope evidence // *EUG 8, Strassburg, France, 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ // *Proceedings of the 4th Internat. Symposium on the Geochemistry of the Earth's Surface, Yorkshire, England, Theme 5. Land – Atmosphere – Hydrosphere Interactions.* Leeds. 1996a. P. 714–717.
- Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Ovchinnikova G.V. et al.* Lead and strontium isotopes in ancient carbonates from the Urals and Siberia: Evolution of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ over the Late Proterozoic // *6th V.M. Goldschmidt Conference, Heidelberg, Germany. J. Conf. Abs.* 1996b. V. 1. № 1. P. 207.
- Heaman L.M., LeCheminsnt A.N., Rainbird R.H.* Nature and timing of Franklin igneous events, Canada: Implications for a Late Proterozoic mantle plume and breakup of Laurentia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 109. № 2. P. 117–131.
- Heaman L.M., Rainbird R.H.* A baddeleyite study of Franklin igneous events, Canada // *Geol. Assoc. Canada Mineral. Assoc. Canada Prog.* 1990. V. 15. A55.
- Hoff J.A., Jemerson J., Hanson J.N.* Application of Pb isotopes to the absolute timing of regional exposure events in carbonate rocks: an example from U-rich dolostones from the Wahoo Formation (Pennsylvanian), Prode Bay, Alaska // *J. Sediment. Res.* 1995. V. A65. № 1. P. 225–233.
- Jahn B.-M., Bertrand-Sarfati J., Morin N., Mace J.* Direct dating of stromatolitic carbonates from the Schmidtsdrif Formation (Transvaal Dolomite), South Africa, with implication on the age of the Ventersdorp Supergroup // *Geology.* 1990. V. 18. № 12. P. 1211–1214.
- Jahn B.-M., Cuvellier H.* Pb-Pb and U-Pb geochronology of carbonate rocks: an assessment // *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)* 1994. V. 115. № 1/2. P. 125–151.
- Jahn B.-M., Simonson B.M.* Carbonate Pb-Pb ages of the Wittenoom Formation and Carawine Dolomite, Hamersley Basin, Western Australia (with implications for their correlation with the Transvaal Dolomite of South Africa) // *Precambrian Res.* 1995. V. 72. № 3/4. P. 247–261.
- Johnes C.E., Halliday A.N., Lohmann K.C.* The impact of diagenesis on high-precision U-Pb dating of ancient carbonates: An example from the Late Permian of New Mexico // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 134. № 3/4. P. 409–423.
- Kaufman A.J., Knoll A.H.* Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // *Precambrian Res.* 1995. V. 73. № 1/4. P. 27–49.
- Knoll A.H.* Archean and Proterozoic paleontology // *Palynology: principles and applications.* Amer. Assoc. of Stratigraphic Palynologists Foundation. 1996. V. 1. P. 51–80.
- Ludwig K.R.* PBDAT for MS-DOS. A computer program for IBM-PC compatibles for Processing raw Pb-U-Th isotope data. Version 1.06. U. S. Geol. Surv. 1989. Open File Rep. 88–542. 40 p.
- Ludwig K.R.* Isoplot for MS-DOS. A plotting and regression program for radiogenic isotope data for IBM-PC compatible program computers. version 2.00. U. S. Geol. Surv. 1990. Open File Rep. 88–557. 40 p.
- Maliva R.G., Knoll A.H., Seiver R.* Secular change in chert distribution: A reflection of evolving biological participation in the silica cycle // *Palaios.* 1989. V. 4. № 5. P. 519–532.
- Manhes G., Minster J.E., Allegre C.J.* Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Severin Amphoterite: Consequences for early Solar System chronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 39. № 1. P. 14–24.
- Montanez I.P., Read J.R.* Fluid–rock interaction history during stabilization of early dolomites, Upper Knox Group (Lower Ordovician), U. S. Appalachians // *J. Sediment. Petrol.* 1992. V. 62. № 5. P. 753–778.
- Moorbath S., Taylor P.N., Orpen J.L. et al.* First direct radiometric dating of Archean stromatolite limestone // *Nature.* 1987. V. 326. № 6116. P. 865–867.
- Powell C.McA., Li Z.X., McElhinny M.W. et al.* Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic break-up of Rodinia and Cambrian formation of Gondwana // *Geology.* 1993. V. 21. № 10. P. 889–982.
- Rainbird R.H., Heaman L.M., Yong G.M.* Sampling Laurentia: Detrital zircon geochronology offers evidence for an extensive Neoproterozoic river system origination from the Grenville Orogen // *Geology.* 1992. V. 20. № 3. P. 351–354.
- Rainbird R.H., Jefferson G.W., Young G.M.* The early Neoproterozoic sedimentary succession B of northwestern Laurentia: Correlations and paleogeographic significance // *Geol. Soc. America Bull.* 1996. V. 108. P. 454–470.
- Romer R.L.* Deformation-related Paleozoic radiogenic lead and strontium additions in Proterozoic marbles from the Romback-Sjangeli basement culmination, Scandinavian Caledonides // *GFF.* 1994. V. 116. № 1. P. 23–29.
- Russell J., Chadwick B., Krishna Rao B., Vasudiv V.N.* Whole-rock Pb-Pb isotopic ages of Late Archean limestones,

Karnataka, India // *Precambrian Res.* 1996. V. 78. № 4. P. 261–272.

Semikhatov M.A., Podkovyrov V.N., Vinogradov O.P. et al. Carbon isotopic composition of the Riphean carbonates: The type Upper Riphean succession, the South Urals // *Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization. MAEGS-9. Abstracts.* St. Petersburg: IPGG, 1995. P. 101.

Tera F. Aspects of isochronism in Pb-isotope systematics: Application to planetary evolution // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1981. V. 45. № 9. P. 1439–1449.

Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G. et al. Continental break-up and collision in the Paleoproterozoic and Paleozoic – A tale of Baltica and Laurentia // *Earth Sci. Rev.* 1996. V. 4. № 2. P. 229–258.

Veizer J. Chemical diagenesis of carbonates: Theory and application // *Stable isotopes in sedimentary geology. SEPM Short Course*, Tulsa: SEPM, 1983. P. 31–100.

Winterhouse M.J., Russell J. Isotopic systematics of Precambrian marbles from the Lewisian Complex of northwest Scotland: implications for Pb-Pb dating of metamorphosed carbonates // *Chem. Geol. (Isotop. Geosci. Sect.)*. 1997. V. 136. № 3/4. P. 295–307.

Winter B.L., Johnson C.M. U-Pb dating of a carbonate subaerial exposure event // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 131. № 1/2. P. 177–187.

*Рецензенты Е.Б. Бибикова,
Ю.Д. Пушкарев*

УДК 551.72(470.2)

ВЕРХНИЙ КАРЕЛИЙ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ РОССИИ: ВЫБОР НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ СТРАТОТИПИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

© 2000 г. В. И. Шульдинер*, О. А. Левченков**, С. З. Яковлева**, А. Ф. Макеев**,
А. Н. Комаров**, Д. Л. Конопелько**, Ш. К. Балтыбаев**, И. В. Козырева*

*Всероссийский геологический институт, 199106 Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199164 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

Поступила в редакцию 08.06.98 г., получена после доработки 26.01.99 г.

Определен U-Pb возраст по цирконам для важных в стратиграфическом отношении верхнекарельских объектов Северного Приладожья. Возраст вулканитов сортавальской серии принимается в рамках 1.97–1.95 млрд. лет, что совпадает с возрастом офиолитов Оутокумпу и Йорма в Финляндии. Сортавальскую и одновозрастную с ней суйсарскую серии рекомендуется выделить как ливвий – региональное подразделение, которое вместе с офиолитами Финляндии фиксирует стадию раскрытия Свекофеннского пояса и которым следует начать разрез верхнего карелия. Вышележащая ладожская серия относится к раннему ладожю, представляющему зрелую стадию развития свекофеннид. Верхняя граница ладожской серии устанавливается по прорыванию габброидами, возраст которых определен в 1.88–1.89 млрд. лет. Последующий поздне ладожский интервал примерно до 1.80 млрд. лет характеризуется в регионе интенсивной плутонической деятельностью и в разрезах не представлен.

Ключевые слова. Нижний протерозой, верхний карелий, сортавальская серия, ладожская серия, изотопное датирование.

ВВЕДЕНИЕ

В стратиграфической шкале докембрия Северной Евразии, принятой в 1990 г., предусмотрено двучленное деление нижнего протерозоя – карелия, призванное отразить главные этапы развития Балтийского щита: ранний, относительно стабильный, этап и поздний этап заложения и развития Свекофеннского подвижного пояса. В качестве границы нижнего и верхнего карелия выбран уровень 1900 ± 50 млн. лет. Эта граница “отвечает началу интенсивного вулканизма и становления ранних гранитов свекофеннид... и отделяет калевий (ладожскую серию) от вепсия” (Семихатов и др., 1991, с. 8).

Приведенная формулировка границы, по существу, объединила два явления: раннесвекофеннский вулканизм, наиболее полно проявленный и датированный в восточных районах Финляндии, и посткалевийские, завершающие свекофеннскую эпоху события, которые отделяют ладожскую серию Северного Приладожья от вепсия. Последующие исследования показали необходимость соотнесения этих явлений, уточнения их места в эволюции свекофеннид и выбора эталонных объектов, определяющих границу нижнего верхнего карелия и границы региональных подразделений. Настоящая статья посвящена рассмотрению этих вопросов на материалах по сортавальской серии метабазитов и ладожской серии метатерриген-

ных пород в Северном Приладожье – одном из стратотипических районов российского нижнего протерозоя.

СОРТАВАЛЬСКАЯ СЕРИЯ

Сортавальская серия относится к проявлениям раннего свекофеннского вулканизма. Ее геология и петрохимия подробно изучены и описаны, особенно в работах А.П. Светова с соавторами (1990, 1992 и др.). Серия развита на территории южной окраины архейского кратона, подвергшейся свекофеннской интенсивной структурно-метаморфической переработке (рис. 1). Она образует мощный – до 2 км – вулканический покров, залегающий на архейском кристаллическом основании (местами с реликтами ятулийского, вероятно, верхнеятулийского, метаосадочного чехла) и перекрытый метатерригенными породами ладожской серии. В составе сортавальской серии существенно преобладают метаморфизованные вулканиты основного состава, превращенные в амфиболиты и биотит-роговообманковые кристаллические сланцы; редкие маломощные прослои сложены кислыми породами – метадицитами и метатерригенными образованиями, превращенными в биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Сортавальскую серию относили к люди-ковию на основании геологических корреляций;

ее изотопный возраст оставался неизвестным, если не считать K-Ar определений по амфиболам, давших разброс от 1.98 до 1.57 млрд. лет (Материалы..., 1982). С метавулканитами сортавальской серии связаны многочисленные дайки метабазитов, рассекающие гнейсы архейского фундамента.

Севернее зоны развития сортавальской серии метабазиты образуют самостоятельные дайковые пояса, а также силлы и маломощные прослои в породах ятулийского метаосадочного чехла. Эти проявления лучше представлены и изучены на соседней финской территории (район Коли-Киикхелюсваара), где установлено несколько генераций внутриплитных континентальных толеитов (Pekkarinen, Lukkarinen, 1991; Vuollo et al., 1992; Nykänen et al., 1994; Kohonen, 1995): в низах нижнего ятулия (2.2 млрд. лет), близ кровли нижнего ятулия (формация Кольола и др., 2.1 млрд. лет), в кровле верхнего ятулия (формация Оттола, предположительно 2.06 млрд. лет) (рис. 2). Толеиты еще более поздней генерации (1.97 млрд. лет) близки по возрасту к надвинутым на кратон офиолитовым комплексам Оутокумпу и Йормуа, возраст которых 1.97–1.95 млрд. лет (Koistinen, 1981; Kontinen, 1987; Peltonen et al., 1996). В целом описанная последовательность может быть истолкована как переход от стадии предсвекофеннского растяжения континентальной коры к ее разрыву формированию свекофенских офиолитов 1.97–1.95 млрд. лет назад.

С целью уточнения места сортавальской серии в этой последовательности были геохронологически изучены образцы из района г. Сортавала (рис. 3). Исследованная пачка сложена метабазитами, состав которых меняется от пикрито-базальтов до андезито-базальтов, с единичными маломощными прослоями метадациитов (табл. 1, рис. 4) и метапелитов¹ (табл. 1). По своим химическим свойствам породы сортавальской серии отвечают внутриплитным континентальным толеитам (Светов, Свириденко, 1992), но среди них встречены разности, которые по содержанию редких и рассеянных элементов могут быть отнесены к океаническим базальтам. Подобные породы были установлены В.В. Иваниковым и др. (1997); судя по пониженным концентрациям LIL и LRE и низким Ta/Nb и Th/Yb отношениям эти породы (табл. 1, 1956-11, iv) могут рассматриваться как базальты не менее примитивного состава, чем базальты офиолитового комплекса Йормуа (Peltonen et al., 1996).

¹ В метапелитах примерно 1/3 цирконов встречается в виде округленных кристаллов, поверхность которых несет следы абразивных царапин и сколов. Отметим, что данная особенность, наряду с геохимическими особенностями метапелитов, позволяет довольно уверенно отличать метаосадочные породы от кислых вулкаников.

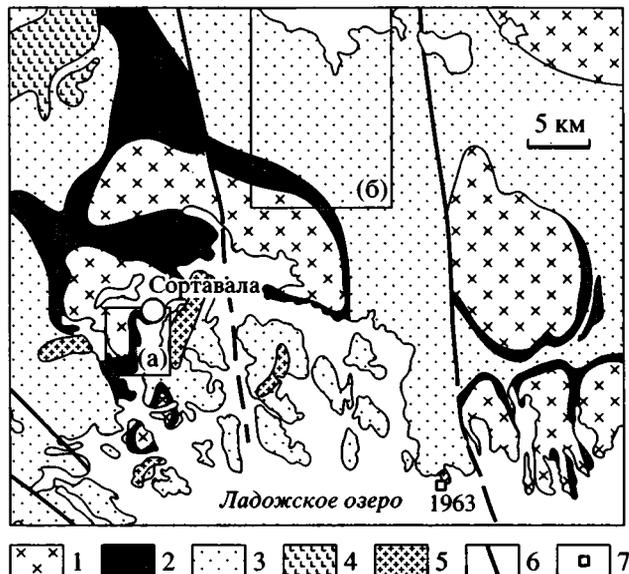


Рис. 1. Схема геологического строения Северного Приладожья.

1 – архейский кристаллический фундамент; 2 – верхнекарельская сортавальская серия; 3 – верхнекарельская ладожская серия; 4 – габбронориты (Кааламский массив); 5 – синорогенные гранитоиды; 6 – разломы; 7 – точка отбора геохронологической пробы 1963 из гранитоидов Импиинемского массива; а и б – контуры рисунков 3 и 6.

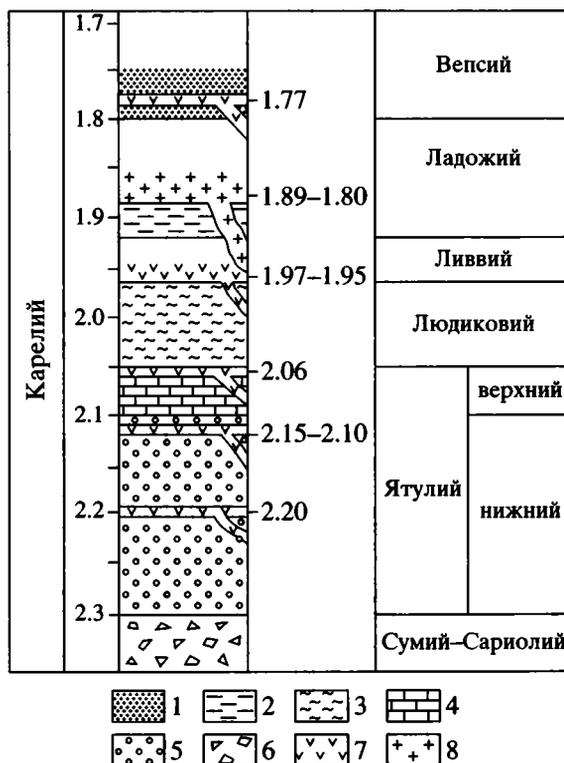


Рис. 2. Схема стратиграфии нижнего протерозоя юго-западной Карелии и прилежащих районов Финляндии. Характерные отложения: 1 – красноцветные, 2 – ритмичнослоистые турбидитовые, 3 – углеродсодержащие, 4 – карбонатные, 5 – кварциты, 6 – грубообломочные, 7 – базиты, 8 – гранитоиды; возраст – в млрд. лет.

Таблица 1. Химические составы пород из разреза сортавальской серии

Компо- ненты	1956-11	1956-1	1956-3	1645	1956-4	IV	1672-8	MP
SiO ₂	45.19	50.63	55.00	63.86	69.88	48.11	46.83	61.46
TiO ₂	0.65	1.64	1.64	0.32	0.14	0.83	1.56	1.51
Al ₂ O ₃	8.72	13.97	12.52	18.03	17.21	14.75	7.8	14.13
Fe ₂ O ₃ *	12.29	14.9	14.96	3.36	1.83	11.12	16	6.78
MnO	0.16	0.2	0.15	0.04	0.03	–	0.22	0.13
MgO	21.26	4.92	5.21	2.08	0.75	8.01	15.09	2.38
CaO	7.55	8.3	4.69	4.6	3.39	12.74	10.15	3.77
Na ₂ O	0.7	4.67	1.81	5.58	5.55	1.77	1.38	2.94
K ₂ O	0.39	0.3	2.85	1.01	0.97	0.1	0.38	2.15
P ₂ O ₅	0.05	0.28	0.17	0.14	0.05	0.07	0.15	0.70
Сумма	96.96	99.82	99.01	99.03	99.8	97.51	99.56	95.94
Cr	1620	–	142	–	84	240	–	0.02
Ni	1090	–	65	–	48	–	–	–
Co	87	–	49	–	3	47	–	–
Sc	23	–	40	–	2	41	–	–
V	161	–	254	–	6	–	–	0.01
Cu	120	–	76	–	8	–	–	–
Pb	3	–	7	–	18	–	–	–
Zn	77	–	153	–	41	–	–	–
Cs	1.06	–	3.52	–	0.45	–	–	–
Ba	53	–	843	–	845	–	–	0.08
Sr	39	–	191	–	592	125	–	–
Ga	11	–	19	–	16	–	–	–
Li	7.46	–	29.7	–	13.3	–	–	–
Ta	0.14	–	0.61	–	0.26	0.12	–	–
Nb	2.6	–	11.9	–	4.7	–	–	–
Hf	1.11	–	3.52	–	1.91	1.15	–	–
Zr	34	–	142	–	78	32	–	–
Y	14	–	36	–	4	–	–	–
Th	0.3	–	1.86	–	0.75	0.25	–	–
U	0.12	–	0.25	–	0.38	–	–	–
La	3.6	–	19.1	–	8.4	2.36	–	–
Ce	9.05	–	41.9	–	16	6.4	–	–
Pr	1.36	–	5.44	–	1.77	–	–	–
Nd	6.17	–	23.4	–	6.4	4.3	–	–
Sm	1.98	–	5.58	–	0.97	1.65	–	–
Eu	0.72	–	1.6	–	0.62	0.62	–	–
Gd	2.13	–	6.16	–	0.93	–	–	–
Tb	0.37	–	0.96	–	0.1	0.47	–	–
Dy	2.38	–	5.84	–	0.65	–	–	–
Ho	0.47	–	1.18	–	0.12	–	–	–
Er	1.41	–	3.38	–	0.3	–	–	–
Tm	0.19	–	0.51	–	0.05	–	–	–
Yb	1.05	–	3.35	–	0.35	1.73	–	–
Lu	0.18	–	0.47	–	0.05	0.28	–	–

Образцы: 1956-11, -1, -3, -4, 1645 – метавулканыты из обрамления Сортавальского купола; IV – метавулканыт из обрамления Коккасельского купола (по Иваникову и др., 1997); 1672–8 – метагаббро из дайки; MP – метапелит из обрамления Сортавальского купола. Аналитические методы: рентгено-спектральный, флуоресцентный и инструментальный нейтронно-активационный. Окислы в %, элементы г/т.

Учитывая крайне низкое содержание в базальтах сингенетичного циркона, для определения возраста были взяты образцы из маломощных (первые метры) прослоев дацитового состава (обр. 1956-4 и 1645), а также из осевой части мощной (около 80 м) дайки метагаббро, дифференцированной до состава кварцевых диоритов (обр. 1672-8). Результаты исследования циркона сводятся к следующему.

Образцы 1956-4 и 1645. Циркон в основном представлен полупрозрачными и мутными призматическими зернами различного удлинения с острой или тупой пирамидой. Большинство зерен имеют округлые ребра и вершины, а грани – следы растворения; такие зерна часто зональны и содержат ядра – реликты древнего циркона. Корродированные зерна составляют первую проанализированную группу циркона (табл. 2, фр. 1.9-11, 14). Ко второй группе (фр. 2–8, 12) относятся зерна с более четкой огранкой и незначительными следами коррозии; зональность в них отсутствует, но наблюдаются древние ядра.

Все фракции, представленные корродированными зернами, имеют значения возраста $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, варьирующие в диапазоне от 2103.4 до 2452.1 млн. лет (фр. 1, 8, 9, 10, 12). В то же время возраст $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ цирконов, относящихся ко второй выделенной нами группе, меньше возраста цирконов первой группы он изменяется в более узком интервале значений: от 1917.8 до 2051.9 млн. лет (фр. 2–7, 11). Разброс значений возраста $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ цирконов второй группы, по мнению авторов, объясняется присутствием в зернах циркона древних ядер.

На графике Везерилла фигуративные точки корродированного циркона (первая группа) проб 1956/4 и 1645 образуют единый тренд, направленный в сторону архейских значений возраста. Более точное значение возраста дает изохрона, построенная по координатам фракций 1.8 и 10: 2917 ± 42 млн. лет, СКВО = 1 (рис. 5).

Точки, относящиеся ко второй группе цирконов (фр. 2–7, 12), не образуют единой изохронной зависимости, что отражает наличие в них различного количества древнего радиогенного Pb. Линия, проведенная по двум крайним левым точкам (фр. 7, 12), дает значение возраста 1987 млн. лет. Эта датировка может рассматриваться в качестве ориентировочной оценки максимального возраста проанализированных цирконов.

Образец 1672/8. Циркон представлен мелкими призматическими непрозрачными, частично корродированными зернами. Значения возраста $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ трех фракций колеблются в узком интервале: от 1946.5 до 1952.0 млн. лет (табл. 2,

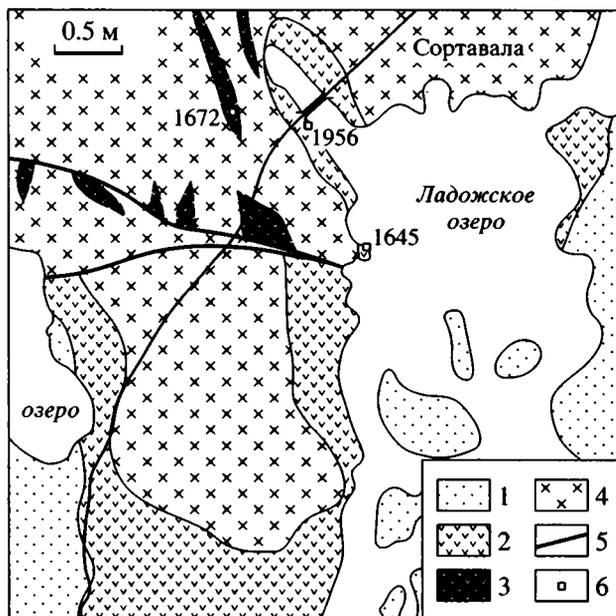


Рис. 3. Геологическое строение южной окраины Сортавальского купола.

1 – ладожская серия; 2 – сортавальская серия; 3 – метабазиты; 4 – гранито-гнейсы архейского фундамента; 5 – разрывные нарушения; 6 – точки отбора геохронологических проб.

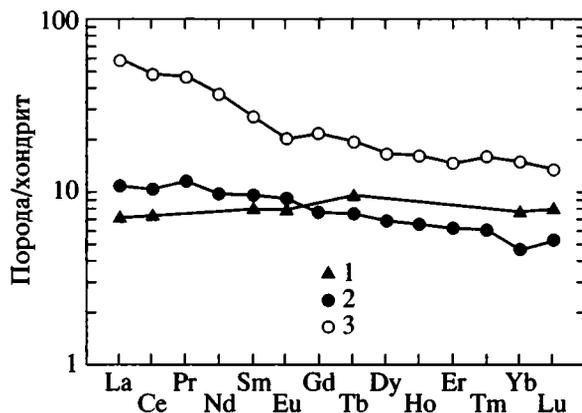


Рис. 4. Распределение РЗЭ в породах сортавальской серии.

Образцы: 1956-11 (1); 1956-4 (2); 1956-3 (3), (см. табл. 1).

фр. 14–16). Изохронная датировка этого циркона равна 1963 ± 19 млн. лет при СКВО = 2 (рис. 5).

Полученные изохронные датировки вулканитов сортавальской серии оказываются близкими к возрасту офиолитов Оутокумпу и Йормуа и к возрасту поздних толеитовых даек района Коли-Киихтелюсваара; с учетом наметившейся корреляции возраст сортавальской серии может быть ограничен теми же рамками 1.97–1.95 млрд. лет. Согласно геохимическим данным эта эпоха отличалась резко дифференцированной геодинамической

Таблица 2. Изотопы свинца и урана в цирконах

№ пп	Фракция	Вес, мг	U, мкг/г	Pb, мкг/г	$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^b}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^b}{^{235}\text{U}}$	$t_{(207/206)}$ млн. лет
Обр. № 1956/4, прослой метадацита										
1	>85, дл. пр.	0.70	543	182	3944	7.4869	17.958	0.3270	5.879	2103.4
2	>85, т. пир.	0.09	1365	429	2459	7.9794	20.010	0.3103	5.137	1957.3
3	50–85, дл. пр.	0.61	572	199	3497	7.6778	18.154	0.3405	5.946	2051.9
4	50–85, дл. пр.	0.23	302	95.1	1096	7.6766	15.091	0.3028	4.939	1930.5
5	50–85, дл. пр.	0.36	398	135	873.4	7.1156	12.373	0.3179	5.501	2036.1
6	50–85, пр., ао	0.28	602	199	703.5	7.0880	9.7162	0.3027	5.102	1989.0
7	50–85, пр., ао	0.25	385	125	2040	7.9958	15.789	0.3166	5.179	1935.8
8	<50	0.71	467	141	2347	8.0555	20.479	0.2967	4.851	1935.4
9	о. пир.	0.16	514	218	2222	6.0558	9.3647	0.3868	8.514	2452.1
10	о. пир.	0.18	203	83.9	1481	6.1716	11.175	0.3817	8.087	2387.0
11	окр. прозр.	0.18	157	61.9	840.4	6.2878	7.2815	0.3507	6.960	2275.0
12	т. пир.	0.52	279	87.4	1339	7.8571	16.441	0.3039	4.921	1917.8
Обр. № 1645, прослой метадацита										
13	мелкий, дл. пр.	0.49	58.0	21.2	299.0	6.0990	5.7733	0.3035	4.999	1948.3
14	>50, пр.	0.18	382	141	2185	7.2222	13.924	0.3531	6.454	2132.4
Обр. № 1672/8, кварцевый диорит из дайки базитов										
15	<60	0.83	201	88.0	692.5	7.2013	2.8039	0.3318	5.478	1952.0
16	>60	1.18	119	53.1	595.4	7.0598	2.6234	0.3316	5.456	1946.5
17	<60, пр., ао	0.14	92.8	40.5	527.1	6.9103	2.9783	0.3406	5.618	1950.6
Обр. № 3055, дайка плагиогранит-порфира										
18	>110, фраг.	0.27	60.0	29.9	205.0	4.8739	3.5601	0.3667	7.192	2254.7
19	>110, фраг., ао	0.29	39.0	24.1	486.6	5.0409	2.9816	0.4633	11.07	2589.4
20	>110, пр.	0.80	245	104	2278	6.2036	9.0772	0.3843	8.257	2410.8
21	>110, к. пр.	0.49	74.7	236.0	1540	5.742	6.9299	0.4244	9.729	2520.2
22	>75, окр.	0.15	219	113	2112	5.7764	4.2603	0.4240	9.788	2531.9
23	75–110, пр.	0.32	107	38.2	1287	6.8514	12.316	0.3380	6.337	2176.6
24	75–110, окр. ао	0.06	355	211	410.7	4.8986	4.3675	0.4683	11.26	2599.6
Обр. № 260600, габбро-диорит, массив Алатту										
25	>75	0.34	165	61.7	1075	7.8285	3.5491	0.3060	4.871	1886.7
26	>75, ао	0.39	348	139	2705	8.3226	3.7834	0.3350	5.327	1884.9
27	60–75	0.10	337	125	974	7.7485	3.6386	0.3055	4.862	1886.9
28	>75, ао	1.00	267	111	449.7	6.8361	3.5329	0.3248	5.222	1904.6
Обр. № 260611, дайка плагиогранит-порфира										
29	>110, пр.	0.50	20.8	10.4	210.3	4.5385	2.8039	0.3513	7.788	2463.6
30	2 зерна, ~250	0.10	9.69	9.44	36.96	2.0452	0.8915	0.3028	5.937	2254.0
31	85–110	0.65	15.8	8.52	118.8	3.8293	2.4484	0.3340	7.066	2384.3
Обр. № 1963, плагиогранит, Импиинемский массив										
32	<100, пр., ао	0.76	304	95.1	337.7	6.4978	5.2568	0.2574	4.052	1866.8
33	85–100, о. пир.	0.48	253	72.9	459.9	7.0387	6.1189	0.2479	3.859	1846.5
34	85–100, т. пир.	0.47	685	154	371.6	6.8918	5.6249	0.1894	2.841	1779.0
35	85–100, пр., ао	0.65	169	53.6	389.2	6.7924	5.4669	0.2664	4.140	1843.7
36	60–85, кр. ф.	0.77	100	34.8	866.5	7.7115	7.3091	0.3135	4.940	1868.7
37	33–60, кр. ф.	2.40	42.2	14.4	1835	8.2809	8.8030	0.3192	4.997	1857.0
Обр. № 1091, кварцевый монзонит, Вуоксинский массив										
38	валовая	0.69	773	253	7470	8.9545	5.3879	0.2949	4.474	1799.7
Обр. № 2199, мафит, Вуоксинский массив										
39	валовая	2.14	365	120	6390	8.9179	8.8119	0.3118	4.736	1802.2
Обр. № 22200, мезосенит, Вуоксинский массив										
40	валовая	1.56	490	162	3726	8.7874	5.8320	0.2974	4.524	1804.6
Обр. № 10150, кварцевый монзонит, Вуоксинский массив										
41	валовая	1.18	451	161	1416	8.3339	4.4036	0.3047	4.646	1809.3

Примечание. Размер зерна в мкм, пр. – призматический, дл. пр. – длиннопризматический, к. пр. – короткопризматический, т. пир. – тупоугольный, о. пир. – остроугольный, окр. – округлый, прозр. – прозрачный, ао – абразивная обработка, фраг. – фрагмент кристалла, кр. ф. – кристаллическая фаза, выделенная растворением циркона в HF.

Разложение цирконов и выделение Pb и U проводилось по методике Кроу (Krogh, 1973). Уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.1 нг, а U – 0.01 нг. Изотопные измерения Pb и U выполнены на масс-спектрометре МАТ-261. Ошибки измерения U/Pb изотопных отношений не превышали 0.65%, для фракций № 29–31 – 1.5%. Коэффициент корреляции ошибок измерения Pb/U отношений варьировал от 0.90 до 0.91. Все расчеты проводились по программам Ладвига (Ludwig, 1987, 1988).

а – измеренные изотопные отношения Pb, б – рассчитанные отношения атомов радиогенного Pb к U.

обстановкой, характеризовавшейся одновременным формированием океанических и внутриконтинентальных толетитов. Совместное присутствие тех и других в единых разрезах сортавальской серии обусловлено, по-видимому, их тектоническим совмещением при надвигании офиолитов на край континента.

ЛАДОЖСКАЯ СЕРИЯ И СВЕКОФЕННСКИЕ ИНТРУЗИИ

Ладожская серия образует мощный (первые тысячи метров) осадочный покров, перекрывающий сортавальскую серию (Предовский и др., 1967). Интенсивная деформация препятствует однозначному пониманию ее стратиграфического строения и соотношений с сортавальскими вулканитами, тем не менее ее более высокое стратиграфическое положение ясно вытекает из общей структуры. Серия сложена метаморфизованными в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях терригенными породами; очень характерны ритмичнослоистые турбидитовые отложения.

Ладожская серия – типичный представитель калевия, дискуссия о возрасте которого имеет очень давнюю историю и продолжается до сего дня. Несколько лет назад большинство исследователей сходилось на его относительно древнем возрасте – от 2.0 до 1.9 млрд. лет (Gaal, Gorbatshev, 1987). Позднее Х. Хухма с соавторами (Hihma et al., 1991) показали, что наиболее молодые зерна обломочного циркона в калевийских породах имеют возраст около 1.92 млрд. лет, чем определяется нижний возрастной предел осадков, в частности – в близком к Приладожью районе Оутокумпу. Дискуссия все же была продолжена, и в последних работах финских геологов (Kohonen, 1995) термин калевий вообще лишен стратиграфического статуса и использован для обозначения литологического подразделения; возраст его подшошвы в разрезах, соседних с приладожскими, трактуется более древним, чем 2 млрд. лет.

В Приладожье, однако, залегание ладожской серии на датированных теперь сортавальских вулканитах позволяет принять трактовку Х. Хухмы и считать, что возраст подшошвы названной серии менее 1.92 млрд. лет. Такая трактовка хорошо согласуется с предположением о тыловодужной природе бассейна, в котором ладожские турбидиты накапливались приблизительно синхронно с накоплением островодужных вулканитов соседних районов Финляндии (Шульдинер и др., 1995, 1996).

Верхний возрастной предел ладожской серии определяется датировками прорывающих ее интрузии свекофеннид. Наиболее ранние из них представлены Кааламским габброноритовым

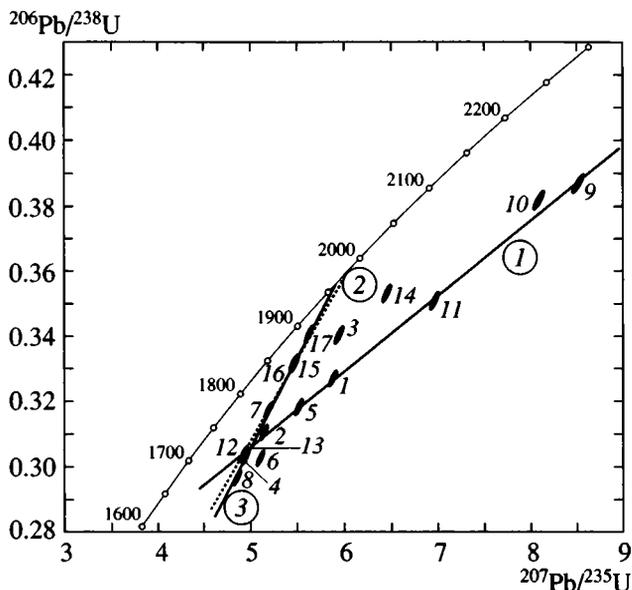


Рис. 5. График Везерилла для цирконов сортавальской серии.

Изохроны для цирконов (цифры в кружках): 1 – первой группы из прослоев метадацита (обр. 1956-4 и 1645); 2 – второй группы тех же пород; 3 – из дайки метабазитов (обр. 1672-8). Номера фигуративных точек соответствуют порядковым номерам фракций в табл. 27.

массивом, а также малыми интрузиями и дайками метаморфизованных гипабиссальных пород; последние впервые в качестве единого регионального комплекса были описаны И.Н. Лобановым (1996) и в процессе геолого-съёмочных работ выделены Н.А. Артамоновой (1989 г.) в самостоятельный суйстамский комплекс. Возраст кааламских габброноритов составляет 1885 ± 5 млн. лет (Ivanikov et al., 1998). Интрузии суйстамского комплекса варьируют по составу от габбро до тоналит-плагиогранит-порфиров. Большинство тел представлено дайками, мощность которых не превышает первые метры, но иногда достигает 50–100 м и более. Они секут стратифицированные образования сортавальской и ладожской серий, отличаются постоянством состава и сохраняют субвулканический облик на большой территории в зонах с различной интенсивностью складчатости и метаморфизма (рис. 6). Дайки плагиогранит-порфиров пересекаются жилами пегматитов, гранит-аплитов и по данным И.Н. Лобанова подвергаются магматизации. Интрузии имеют отчетливо синкинематический характер и подверглись кливажной складчатости и разгнейсованию в зонах метаморфизма более высоких фаций.

В габброидах и плагиогранитах установлены близкие концентрации и характер распределения РЗЭ (табл. 3, рис. 7а). Весь спектр составов малых интрузий с вариациями SiO_2 от 47 до 72% отвеча-

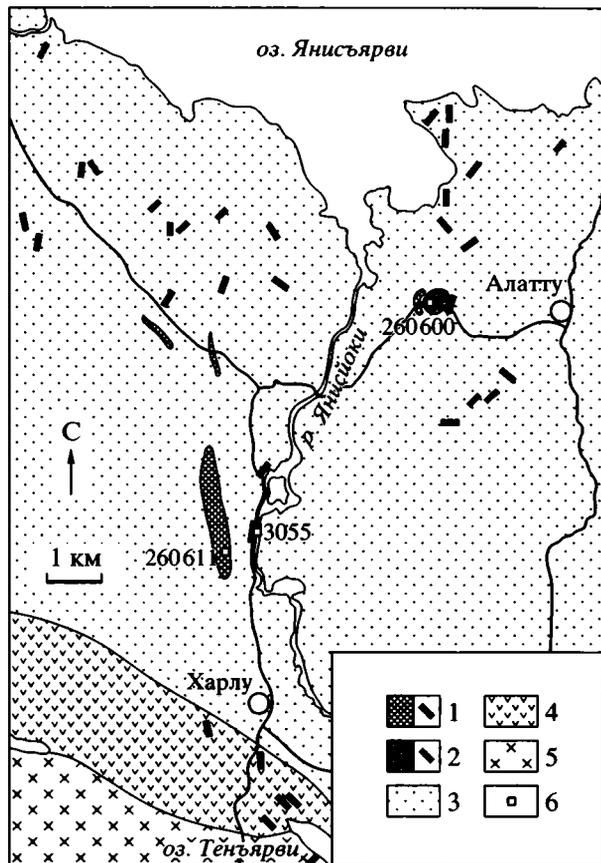


Рис. 6. Распространение интрузий суйстамского комплекса южнее оз. Янисъярви (по данным К.И. Степанова).

1, 2 – суйстамский комплекс: тоналит-порфиры и плагиогранит-порфиры (1), габбро-диориты (2); 3 – ладожская серия; 4 – сортавальская серия; 5 – гранитоиды архейского фундамента; 6 – точки отбора геохронологических проб.

ет известково-щелочной калиево-натриевой серии с геохимическими характеристиками I типа. Геохимические и изотопно-геохимические данные позволяют предположительно интерпретировать суйстамский комплекс как ассоциацию, в которой гранитоиды представляют собой ремобилизованный материал архейского фундамента, а промежуточные разновидности соответствуют тренду смешения габброидного и плагиогранитного расплавов.

Габброиды опробованы в наиболее крупном штоке, расположенном в районе пос. Алатту (рис. 6). Радиус штока на эрозионном срезе 0.6 км. Падение бортов субвертикальное. Бурением габброиды прослежены до глубины 150 м. Они вмещают крутопадающие жилы плагиогранит-порфира. Реликтовые офитовые и порфиридные структуры редки. Большинство разновидностей в пределах штока представлено габбро-амфиболи-

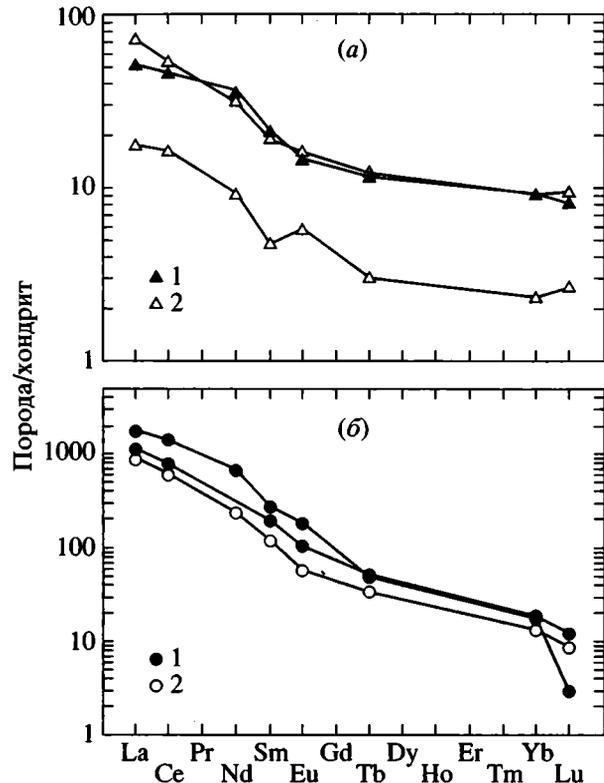


Рис. 7. Распределение РЗЭ в породах интрузивных комплексов Приладожья.

Суйстамский комплекс (а): 1 – габбро-диориты, 2 – тоналит-плагиогранит-порфиры. Вуоксинский массив (б): 1 – мафиты (обр. 2686 и 1463, см. табл. 3), 2 – кварцевый монцитонит.

тами с гранобластовой или гранопорфирированной директивной структурой. Цветные минералы, представленные реликтовым клинопироксеном, роговой обманкой и подчиненным биотитом, составляют 40–80%. Акцессорные минералы – циркон, апатит. Для датирования выбран образец 260600 относительно меланократового габбро-диорита. Проба представлена бесцветным полупрозрачным призматическим цирконом с одной призмой и тупыми пирамидами. Рассчитанные значения возраста $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ трех фракций варьируют в узком диапазоне: от 1884.9 до 1886.9 млн. лет. Изохрона, построенная по трем точкам, дает значение возраста 1884.8 ± 3.2 млн. лет СКВО = 0.4 (рис. 8).

В отличие от габброидов, в плагиогранит-порфирах сингенетичные протерозойские цирконы не обнаружены, что, по-видимому, обусловлено происхождением порфира за счет анатексиса материала архейской коры. Для датирования плагиогранит-порфира выбраны наиболее крупная интрузия к западу от р. Янисйоки (обр. 260611) и ее сателлитная дайка (обр. 3055), обнаженная в

Таблица 3. Химические составы интрузивных пород

Компоненты	260600	МБ-51	3055	МБ-50	260611	МБ-11/4	1963	2686	2199	1463	22200	1091	10150
SiO ₂	50.40	50.80	61.43	62.20	64.30	67.10	72.70	39.30	45.17	48.54	52.93	58.17	60.23
TiO ₂	1.20	1.30	0.81	0.41	0.31	0.23	0.21	2.17	2.96	2.16	1.45	1.16	1.14
Al ₂ O ₃	15.30	14.50	15.98	16.70	15.40	16.40	14.34	12.20	15.80	16.26	18.30	16.95	16.17
FeOt	11.48	11.39	5.45	5.27	4.09	2.63	2.20	9.39	11.06	10.64	8.08	6.10	5.33
MnO	0.17	0.19	0.06	0.14	0.07	0.04	0.03	0.18	0.17	0.14	0.12	0.08	0.07
MgO	5.80	5.10	4.60	1.30	3.50	1.70	0.75	10.92	5.96	4.22	3.23	2.75	2.69
CaO	7.70	8.20	4.69	5.40	5.20	4.40	1.53	14.05	9.93	7.14	4.88	4.19	3.98
Na ₂ O	2.40	2.50	3.01	4.00	3.80	4.60	4.33	1.60	3.85	3.40	4.59	4.14	3.55
K ₂ O	2.30	1.90	2.04	2.10	1.30	0.95	3.02	3.13	1.78	3.57	5.06	4.35	5.15
P ₂ O ₅	0.35	0.39	0.18	0.29	0.16	0.11	0.05	4.13	1.49	1.56	0.85	0.62	0.68
Сумма	98.30	99.37	99.78	100.21	98.90	99.76	99.67	98.99	98.83	98.39	100.07	99.65	99.23
H ₂ O								0.42	0.06	0.22	0.04	0.08	0.30
F								0.25		0.17	0.11		0.16
Ba	714	700	571	680	810	623	1346	8260		3400	5280		3475
Zr	81	140	152	142	65	78	99	342		496	560		534
Rb	68	55	149	69	36	49	80	94		73	111		154
Sr	641	523	525	909	793	761	315	4087		3656	3759		1912
Co	28	31.0		11.0	14.0	7.2	3.2	28.0		18.0			11.0
Y	18		21	20	7	<15	18	40		78	37		36
Nb	<10		15	<10	<10	<10	16	20		32	21		32
Cs	2.0	3.5		5.0	5.4	1.5	1.4						
Cr	61.0	38.0		16.0		55.0	8.2	55.0		4.3			24.0
Sc	31.0	2.8		8.6	11.0	4.9	3.3	19.0		16.1			10.0
Hf	1.6	3.7		4.2	1.9	2.4	3.1	6.1		4.3			11.4
Th	1.5	2.6		3.5	0.5	0.6	4.3	40		26	36		36
U	0.4	0.7		0.4	0.5	0.7	1.4	6.4		1.4			
Ta	0.2	0.3		0.5	0.2	0.2	1.3	0.5					2.1
La	12.0	17.0		24.0	8.7	5.8	24.0	566.3		357.0	550.0		282.4
Ce	24.0	39.0		46.0	14.0	14.0	40.0	1199.0		631.0	690.0		507.0
Nd	16.0	22.0		20.0	6.6	5.7	11.0	407.0					146.0
Sm	3.3	4.3		3.9	1.4	1.0	1.9	51.8		39.1			23.9
Eu	1.1	1.1		1.2	0.5	0.4	0.6	13.6		7.8			4.4
Tb	0.5	0.6		0.6	0.2	0.2	0.2	2.3		2.4			1.7
Yb	1.7	2.0		2.0	0.7	0.5	0.8	3.8		3.9			2.9
Lu	0.3	0.3		0.3	0.1	0.1	0.1	0.1		0.4			0.3

Примечание. 260600, МБ-511 – габбро-диориты; 3055, МБ-50 – тоналит-порфиры и 260611, МБ-11/4 – плагиогранит-порфиры суйстамского комплекса; 1963 – гранит Импиинемского массива; 2686 – апатитовый известково-щелочной лампрофир; 2199, 1463 – меланоидиорит и монцодиорит, обогащенные апатитом и магнетитом; 22200 – сиенит и 1091, 10150 – кварцевые монцониты Вуоксинского массива.

Аналитические методы: рентгено-спектральный, флуоресцентный и инструментальный нейтронно-активационный.

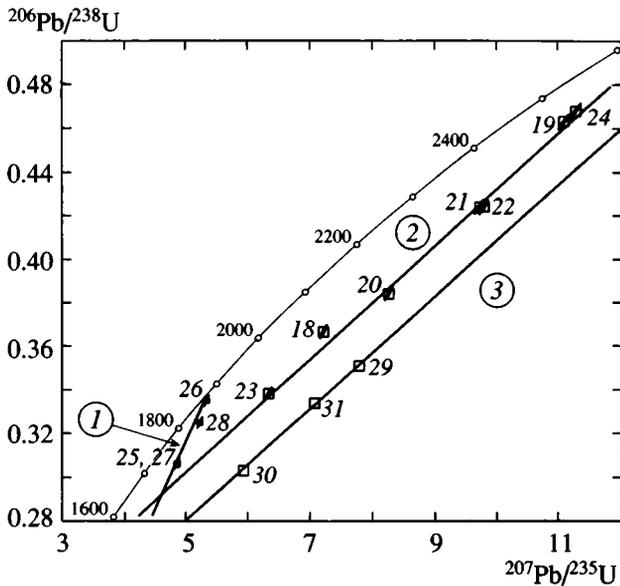


Рис. 8. График Везерилла для цирконов суйстамского комплекса.

Изохроны для цирконов (цифры в кружках): 1 – габбро-диоритов (обр. 260600), 2 и 3 – плагиогранит-порфиоров (обр. 3955 и 260611). Номера фигуративных точек соответствуют порядковым номерам фракций в табл. 2.

урезе воды р. Янисйоки (рис. 6). Интрузия плагиогранит-порфиоров представляет собой дайкоподобное тело мощностью 300 м, вытянутое в субмеридиональном направлении на 1.5–2 км. Структура порфировая: таблитчатые вкрапленники плагиоклаза (до 1.5 см) и округлые вкрапленники кварца (до 2 см) размещены в мелкозернистом матриксе, сложенном кварцем, плагиоклазом и биотитом. Интенсивно проявлены процессы катаклаза и разгнейсования. Плагиогранит-порфиры сателлитной дайки мощностью около 10 м имеют более мелкозернистое сложение и более сильно катаклазированы. Порфировая структура проявлена менее отчетливо. Циркон изученных образцов представлен непрозрачными трещиноватыми в разной степени корродированными зернами, изменяющимися от длиннопризматических до изометричных. Вершины пирамид варьируют по форме от острых до тупых, ребра кристаллов округлены. Измеренные значения возраста $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ восьми фракций различных морфологических типов цирконов изменяются от 2176.6 до 2599.6 млн. лет. На графике Везерилла фигуративные точки двух проб образуют две изохроны с отличающимися верхними пересечениями с конкордией (рис. 8). Изохронный возраст циркона образца 3055 равен 2705 ± 60 млн. лет (СКВО = 20), а возраст циркона образца 260611 – 2850 ± 95 млн. лет (СКВО = 0.89).

Таким образом, возраст кровли ладожской серии определяется по прорыванию ее кааламскими и суйстамскими габброидами приблизительно в 1.89 млрд. лет. Становление этих комплексов совпадает с закрытием бассейна в ходе начавшейся аккреции островодужной системы (Nironen, 1997) и знаменует начало длительного перерыва, в течение которого формировались plutонические комплексы свекофеннской эпохи.

Возраст более поздних синорогенных гранитоидов, становление которых связано с главным этапом складчатости и метаморфизма, был определен в Западном Приладожье в 1.87–186 млрд. лет (Козаков и др., 1997). В Северном Приладожье среди синорогенных плутонов наиболее известен Импиниемский массив, занимающий п-ов Импиниеми и ряд прилегающих островов в Ладожском озере. Наблюдаемые контакты массива с вмещающими сланцами ладожской серии позволяют говорить о прорывании последних; в то же время гранитоиды метаморфизованы вместе с вмещающими породами и представлены отчетливо гнейсовидными среднезернистыми породами. В составе массива преобладают тоналиты и плагиограниты, состоящие преимущественно из плагиоклаза, кварца, биотита, иногда с небольшим количеством микроклина (Лобач-Жученко и др., 1974). Акцессорные минералы – циркон, сфен и апатит. Импиниемские плагиограниты имеют геохимические характеристики I типа (табл. 3). Датированию подвергся образец 1963 лейкократовой разности гранитоидов (табл. 2), отобранный на о. Руотсинсари, расположенном к западу от мыса Импиниеми (рис. 1). Циркон пробы представлен призматическими хорошо ограниченными кристаллами, но со следами незначительного растворения при наложенном процессе. Посредством селективного растворения и аэробразивной обработки зерен выделен материал с мало нарушенными U–Pb изотопными отношениями. Изохронный возраст циркона (табл. 2, фр. 33–37) равен 1874 ± 24 млн. лет (СКВО = 14), при этом из расчета исключена фракция 32 (рис. 9).

Важным реперным комплексом, который завершает свекофеннский магматический цикл, являются посторогенные интрузии. Они образуют своеобразный субширотный пояс небольших магматических тел сложного состава, протягивающийся от Западного Приладожья до Аландского архипелага Финляндии. Возраст посторогенных интрузий Приладожья определен на примере Вуоксинского массива. Массив представляет собой крупную кольцевую интрузию, сложенную широким спектром пород от апатитоносных известково-щелочных лампрофиоров, ультрамафитов и субщелочных габброидов до кварцевых монцитов гранитов (Иваников и др., 1995; Конопель-

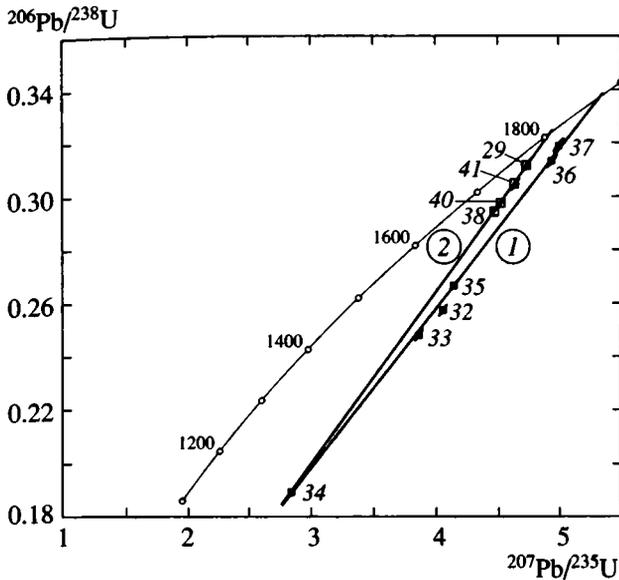


Рис. 9. График Везерилла для цирконов интрузивных массивов (цифры в кружках): синорогенного Импиинемского (1, обр. 1963) и посторогенного Вуоксинского (2, обр. 1091, 2199, 22200 и 10150). Номера фигуративных точек соответствуют порядковым номерам фракций в табл. 2.

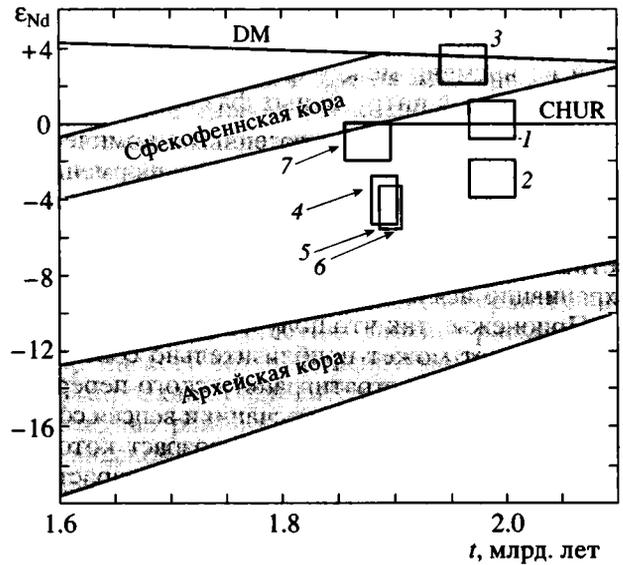


Рис. 10. График $\epsilon_{Nd}-t$ для пород Северного Приладожья. Образцы: 1 – 1956-1, 2 – 1956-4, 3 – 1672-5, 4 – 260600, 5 – 260611, 6 – 3055, 7 – 1963 (см. табл. 4).

ко, 1997; Koponelko et al., 1998). Геохимические особенности посторогенных пород – высокие концентрации K_2O , P_2O_5 , РЗЭ, летучих и относительная обедненность Ta, Nb, Ti, Cr, Ni (табл. 3), а также низкие величины ISr – позволяют сопоставить их с шшонит-латитовыми сериями в понимании Л.В. Таусона (1982). Распределения РЗЭ резко фракционированы без отрицательных аномалий Eu (рис. 7б).

Возраст массива определялся по валовым пробам циркона. Для датирования были взяты цир-

коны из различных контрастных по составу пород (табл. 2, 3): меланократовых диоритов (обр. 2199) и мезократовых сиенитов (обр. 22200) первой интрузивной фазы и кварцевых монзонитов второй интрузивной фазы (обр. 1091 и 10150). Рассчитанные возрасты $t(^{207}Pb/^{206}Pb)$ этих проб варьируют в узком диапазоне значений: 1799.7–1809.3 млн. лет (табл. 2, фр. 38–41). На графике Везерилла (рис. 9) фигуративные точки аппроксимируются линией, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает значению возраста

Таблица 4. Sm-Nd данные для валовых проб Северного Приладожья

№ обр.	Название породы	t, млн. лет.	Sm ppm	Nd ppm	$\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}$	$\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}$	2s	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(t)$	t_{DM} , млн. лет.	t_{DM} , млн. лет.
1956-1	метабаза	1990	5.15	21.30	0.1464	0.511985	10	-12.7	0.1	2630	2450
1956-4	метадацит	1990	0.90	5.33	0.1025	0.511261	13	-26.9	-2.8	2580	2690
1672-5	габбро	1963	3.05	9.59	0.1930	0.512738	16	2.0	2.9	3030	2200
1963	плагιοгранит	1874	1.59	9.30	0.1035	0.511437	13	-23.4	-1.0	2360	2450
260600	габбро-диорит	1885	3.67	16.60	0.1339	0.511656	10	-19.2	-4.0	2840	2700
260611	плагιοгранит-порфир	1885	1.34	6.69	0.1212	0.511473	14	-22.7	-4.5	2750	2740
3055	плагιοгранит-порфир	1885	0.87	4.64	0.1141	0.511384	12	-24.5	-4.5	2690	2740

Примечание. Измеренные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ нормализованы по отношению $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511860$ стандарта La Jolla. Расчеты значений t_{DM} производились по (Wasserburg et al., 1981), а t_{DM_2} – (Liew, Hofmann, 1988).

1807 ± 44 млн. лет (СКВО = 10). Значительная ошибка определяется, возможно, некоторой разницей во времени между формированием пород первой и второй интрузивных фаз.

Возникновение посторогенных комплексов связано с аплифтом и началом платформенного этапа. После их формирования наступила относительно спокойная эпоха, представленная красноцветными платформенными отложениями вепся, сохранившимися на современном эрозионном срезе в Прионежье, так что полученная цифра около 1.80 млрд. лет может приблизительно соответствовать окончанию стратиграфического перерыва перед вепсием. Кварцито-песчаники вепся содержат согласные тела долеритов, возраст которых 1.77 млрд. лет (Бибикова и др., 1990); возраст пород вепся, таким образом, оказывается заключенным в рамках 1.80–1.77 млрд. лет.

Исследование изотопного состава Nd магматических пород Северного Приладожья (табл. 4) показало, что они подчиняются тем же особенностям, что и большинство разновозрастных пород мантийного происхождения Балтийского щита: изменением величины ϵ_{Nd} от значений, присущих деплетированной мантии, до отрицательных значений (рис. 10). Считается, что такое снижение ϵ_{Nd} лучше всего объясняется взаимодействием магм, имеющих источником деплетированную мантию, с контаминированным материалом обогащенной LREE древней континентальной коры (Andersen, Sundvoll, 1995). Подобная модель была предложена, в частности, для свекофенских пород Финляндии, контаминированных материалом архейской коры (Patchett, Kouvo, 1986). В приложении к изученным нами породам, она хорошо согласуется с присутствием в них ксеногенного циркона архейского возраста.

ОБСУЖДЕНИЕ

Изложенный материал показывает, что эволюцию северо-восточной континентальной окраины Свекофенского пояса определяют три главных события: а) ранний толеитовый вулканизм на стадии разрыва континентальной коры и становления офиолитов 1.97–1.95 млрд. лет назад; б) накопление ладожской терригенной серии в период 1.92–1.89 млрд. лет назад, который соответствует стадии островодужного вулканизма во внутренних частях пояса (на территории Финляндии); в) формирование плутонических комплексов в интервале 1.89–1.80 млрд. лет назад.

Если за нижнюю границу верхнего карелия принять начало свекофенского этапа, то она должна быть определена по возрасту становления офиолитов 1.97–1.95 млрд. лет назад. В Северном Приладожье, представляющем краевую

зону Карельского кратона, этому событию, как вытекает из наших данных, соответствует накопление толеитов сортавальской серии, а в более внутренних частях кратона, в Прионежье – формирование вулcano-плутонической ассоциации пикрито-базальтов суйсарской серии (свиты), возраст которой определен Sm-Nd методом в 1974 ± 27 млн. лет (Пухтель и др., 1995). Мы, таким образом, возвращаемся к предложению ряда исследователей (Бибикова и др., 1989) о проведении границы нижнего и верхнего карелия на уровне примерно 1.97 млрд. лет. Эта датировка имеет два преимущества перед принятым в шкале 1990 г. уровнем 1.90 млрд. лет: во-первых, она согласуется с естественной периодизацией геологической истории, отражая важнейшее событие – раскрытие Свекофенского пояса, во-вторых, опирается на определение возраста стратиграфического объекта – сортавальской серии, тогда как цифра 1.90 млрд. лет “рассекает” свекофенскую эволюцию в ее самой напряженной точке датирует плутонические процессы, что противоречит принципам хроностратиграфии. Оба этих преимущества при составлении шкалы 1990 г. были принесены в жертву соображениям коррелируемости восточноевропейских подразделений с сибирскими, но в настоящее время этот довод в значительной мере утратил свое значение, поскольку в сибирском докембрии выявляются неизвестные ранее события, совпадающие по возрасту с заложением свекофеннид (Гаврикова и др., 1991; Котов и др., 1993; и др.). Данные о таких событиях в силу недостаточной изученности пока немногочисленны, но намечают важный рубеж в эволюции сибирского протерозоя. Вообще же уровень 1.95 млрд. лет сейчас квалифицируется как один из важнейших рубежей раннедокембрийской истории, прослеживающийся на всех континентах (Глебовицкий, Шемякин, 1996).

В современной региональной схеме сортавальская и суйсарская серии включены в состав людиковия, который в результате объединил два разновозрастных и литологически резко различных подразделения: метаосадочные углеродсодержащие сланцы заонежской свиты и ее аналогов и перекрывающие их метавулканиды суйсарской и, как теперь установлено, разновозрастной с ней сортавальской серии. Приведенные материалы свидетельствуют о необходимости исключения названных вулканогенных серий из состава людиковия; такой подход был высказан ранее В.А. Соколовым и поддержан А.П. Световым в отношении суйсарских вулканидов, выделенных в самостоятельный “отдел” – ливвий (Материалы..., 1982; Светов, Свириденко, 1992). Следуя этому предложению, можно рассматривать ливвий как региональное подразделение, включающее сор-

тавальскую серию и начинающее разрез верхнего карелия. Точные геохронометрические границы этого подразделения не установлены, но можно принять, что нижняя приблизительно соответствует уровню 1.97 млрд. лет, верхняя же определяется налеганием ладожской серии, подошва которой, с учетом упоминавшихся данных Х. Хухмы и др., не древнее 1.92 млрд. лет. Здесь, однако, нужно оговорить то обстоятельство, что в прилежащих районах Финляндии выявлены островодужные базальты и андезиты несколько более древнего возраста – 1.93–1.91 млрд. лет (Ekdahl, 1993; Nironen, 1997; и др.); исходя из геодинамических представлений о генетической связи и приближенной одновозрастности островодужных вулканитов и тыловодужных турбидитов, те и другие, возможно, следует объединить в единое стратиграфическое подразделение с нижней границей 1.93 млрд. лет; это остается вопросом будущих исследований.

Ладожская серия, представляющая калевий, в соответствии с полученными нами данными имеет возраст кровли не моложе 1.888–1.885 млрд. лет (по возрасту прорывающих пород кааламского и суйстамского комплексов). В региональной схеме свекофеннские плутонические комплексы обозначаются как посткалевийские и относятся к следующему подразделению – вепсию. Такое решение следует признать неудачным, во-первых, потому что оно противоречит правилам определения стратиграфических границ по возрасту подошвы верхнего подразделения, во-вторых, потому что оно присоединяет типичные орогенные свекофеннские комплексы к постсвекофеннской красноцветной серии вепсийского возраста. Во избежание этих недоразумений некоторые авторы предлагают выделить между калевием и вепсием самостоятельное подразделение свекофенний, что также нельзя признать удачным из-за отсутствия в регионе стратифицированных образований этого возраста и из-за неподходящего названия, совпадающего с названием более продолжительной свекофеннской тектонической эпохи. Учитывая это, а также принимая во внимание неоднозначность трактовки термина калевий в новых финских работах, в российской шкале следует отказаться от его применения в стратиграфическом значении и рассматривать интервал между кровлей ливвия и подошвой вепсия как единое региональное подразделение под названием ладожий (которое уже предлагалось в литературе). При таком понимании довепсийский стратиграфический перерыв и приуроченные к нему плутонические комплексы датируются как позднеладожские.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные новые результаты изотопного датирования некоторых карельских образований Северного Приладожья дают основание пересмотреть положение границы нижнего и верхнего карелия в общей стратиграфической шкале докембрия России и модифицировать схему регионального расчленения верхнего карелия. Предлагается:

1. Приурочить границу нижнего и верхнего карелия к главному событию эпохи – раскрытию Свекофеннского пояса, фиксируемому по возрасту формирования офиолитов Оутокумпу и Йормуа соседних районов Финляндии и вулканитов сортавальской серии Приладожья.

2. Объединить вулканогенные покровы базальтоидов сортавальской серии Приладожья и суйсарской серии Прионежья в самостоятельное региональное подразделение – ливвий, с нижней границей, имеющей возраст 1.97 млрд. лет.

3. Вышележащее подразделение региональной шкалы в рамках от 1.92 (по возрасту обломочных цирконов в финских аналогах подразделения) до 1.80–1.77 млрд. лет (возраст подошвы вепсия) именовать ладожием. Стратотипом его нижней части является ладожская серия, возраст кровли которой по уточненным данным составляет около 1.885 млрд. лет; более поздний интервал в разрезах не представлен, будучи “заполнен” орогенными и посторогенными плутоническими комплексами свекофеннид.

Авторы признательны А. Кольцову за выполнение аналитических работ. ГСФ “Минерал” оказала содействие в проведении полевых работ. Н.Ю. Федорович подготовил графические материалы. Работа финансировалась Российским фондом фундаментальных исследований, грант 95-05-15305.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Семихатов М.А. и др. Геохронологическая шкала докембрия Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 8–22.
- Бибикова Е.В., Кирилова Т.И., Лазарев Ю.И. U-Pb изотопный возраст вепсия Карелии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 1. С. 189–191.
- Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.
- Глебовицкий В.А., Шемакин В.М. Расчленение и корреляция раннего докембрия // Регион. геол. и металлогения. 1996. № 5. С. 25–36.
- Иваников В.В., Конопелько Д.Л., Тетерина Т.И. Геолого-геофизические и петрографические особенности апатитоносного Вуоксинского плутона (Карельский пе-

- решеек // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№ 28). С. 44–52.
- Иваников В.В., Филиппов Н.Б., Богачев В.А., Кольцов А.А.* Метавулканы окаймленных куполов Северного Приладожья – покровы платобазальтов или офиолитовые надвиги? // Доклады Северной Евразии. Тез. докл. СПб.: ИГД РАН. 1997. С. 36–37.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А.* Два типа проявления тектоно-метаморфических циклов во времени // Регион. геол. и металлогения. 1997. № 6. С. 22–34.
- Конпелько Д.Л.* Посторогенные интрузии северо-западного Приладожья со специальным рассмотрением апатитоносных калиевых ультрамафитов. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 1997. 16 с.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Морозова И.М. и др.* Раннепротерозойские гранитоиды северо-западной части Алданской гранулит-гнейсовой области: U–Pb и Sm–Nd данные // Геол. и геофиз. 1993. № 2. С. 15–21.
- Лобанов И.Н.* Дайки гранодиоритов и порфиритов Северного Приладожья // Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка. 1966. № 9. С. 55–59.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 205 с.
- Материалы к стратиграфическому словарю по докембрию КАССР. Петрозаводск: Карельский фил. АН СССР, 1982. 136 с.
- Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А.* Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л.: Наука, 1967. 139 с.
- Пухтель И.С., Богатиков О.А., Куликов В.В. и др.* Роль коровых мантийных источников в петрогенезисе континентального магматизма: изотопно-геохимические данные по раннепротерозойским пикритам Онежского плато, Балтийский щит // Петрология. 195. Т. 3. № 4. С. 397–419.
- Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И.* Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: Карельский науч. центр АН СССР, 1990. 321 с.
- Светов А.П., Свириденко Л.П.* Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 1992. 152 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
- Таусон Л.В.* Геохимия и металлогения латитовых серий // Геология рудн. месторождений. 1982. № 3. С. 3–14.
- Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. и др.* Плутоно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья: новая модель // Регион. геол. и металлогения. 1995. № 4. С. 52–62.
- Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К.* Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья // Стратиграф. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 11–22.
- Andersen T., Sundvoll B.* Neodimium isotope systematics of the mantle beneath the Baltic shield: Evidence for depleted mantle evolution since the Archaean // Lithos. 1995. V. 35. № 3–4. P. 235–243.
- Ekdahl E.* Early Proterozoic Karelian and Svecofenian formations and the evolution of Raahe-Ladoga Ore Zone, based on Pielavesi area, central Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 373. 1993. 137 p.
- Gaal G., Gorbatschev R.* An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precamb. Res. 1987. V. 35. № 1. P. 15–25.
- Huhma H., Claesson S., Kinny P.D., Williams I.S.* The growth of the Early Proterozoic crust: new evidence from Svecofenian detrital zircons // Terra Nova. 1991. V. 3. № 2. P. 175–179.
- Ivanikov V.V., Bogachev V.A., Levchenkov O.A., Konpelko D.L.* U–Pb zircon ages, geochemistry and metallogeny of Early Proterozoic gabbro-diorite intrusions in the North Ladoga Lake region, South Karelia // Svecolapko Europrobe Project Workshop. Abstract vol. Repino, Russia. 1998. P. 26.
- Kohonen J.* From continental rifting to collisional crustal shortening – Paleoproterozoic Kaleva metasediments of the Hoytiäinen area in North Karelia, Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 380. 1995. 82 p.
- Koistinen T.J.* Structural evolution of an early Proterozoic strata-bound Cu–Co–Zn deposit, Outocumpu, Finland // Transect. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci. 1981. V. 72. P. 115–181.
- Konopelko D., Eklund O., Ivanikov V.* 1.8 Ga phosphorus-rich lamprophyre-granitoid complexes in the Fennoscandian shield: parental magmas and fractionation paths // Acta Univers. Carolinae–Geologica. 1998. V. 42. № 1. P. 51–54.
- Kontinen A.* An early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 313–341.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. № 3. P. 485–494.
- Liew T.C., Hofmann A.W.* Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indications from Nd and Sr isotopic study // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98. № 2. P. 129–138.
- Ludwig K.R.* PBDAT for MS-DOS. A computer program for IBM-PC compatibles for processing raw Pb–U–Th isotope data // US Geol. Surv. Open-File. 1987. Rep. 88–542. 40 p.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT – a plotting and regression program for radiogenic-isotope data, for IBM-PC compatible computers, version 2 // US. Geol. Open-File. 1988. Rep. 88–557. P. 62.
- Nakamura N.* Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38. P. 757–775.
- Nironen M.* The Svecofenian Orogen: a tectonic model // Precambrian Res. 1997. V. 86. № 1–2. P. 21–44.

Nykanen V.M., Vuollo J.I., Liipo J.P., Piirainen T.A. Transitional (2.1 Ga) Fe-tholeiitic–tholeiitic magmatism in the Fennoscandian Shield signifying lithospheric thinning during Palaeoproterozoic extensional tectonics // *Precamb. Res.* 1994. V. 70. № 1–2. P. 45–65.

Patchett J., Kouvo O. Origin of continental crust of 1.9–1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecokarelian terrain of South Finland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 92. № 1. P. 1–12.

Pekkarinen L.J., Lukkarinen H. Paleoproterozoic volcanism in Kiihtelysvaara – Tohmajarvi district, eastern Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 357. 1991. 35 p.

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophi-

olite, northeastern Finland // *J. Petrology.* 1996. V. 37. № 6. P. 1359–1383.

Vuollo J., Piirainen T., Huhma H. Two Early Proterozoic tholeiitic diabase dake swarms in the Koli-Kaltimo area, eastern Finland – their geological significance // *Geol. Surv. Finland Bull.* 363. 1992. 32 p.

Wasserburg G.J., Jacobsen S.B., DePaolo D.J. et al. Precise determination of Sm/Nd ration, Sm and Ni isotopic abundances in standard solutions // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1981. V. 45. № 12. P. 2311–2323.

*Рецензенты А.А. Ахмедов,
Ю.Б. Богданов, В.З. Негруца*

УДК 551.4:551.734.31.5(571.11.5)

ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ И ФРАНСКИХ МОРЕЙ СИБИРИ

© 2000 г. В. Н. Дубатов*, В. И. Краснов**

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090 Новосибирск, просп. акад. Коптюга, 3, Россия**Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
630090 Новосибирск, Красный просп., 67, Россия

Поступила в редакцию 29.06.98 г.

Впервые составлены палеоландшафтные карты сибирских морей для эйфельского, живетского и франского веков. На основе анализа литологического состава осадков, бентосного населения, сравнительного анализа условий среды осадконакопления и обитания организмов установлено в эйфельском веке – 14 палеоландшафтов и 12 палеоландшафтных районов, в живетском веке – 21 палеоландшафт и 4 палеоландшафтных района и во франском веке – 15 палеоландшафтов и 4 палеоландшафтных района. По каждому палеоландшафту приведены сведения об их географическом положении, размерах, особенностях осадконакопления, рельефе и субстратах морского дна, гидродинамике, температуре, солёности вод, охарактеризованы тектонический режим, вулканическая деятельность. Большое внимание уделено бентосному населению. Это дало основание сделать ряд выводов, которые показали широкие связи сибирских морских бассейнов с соседними и удалёнными морями, обусловившие возможности свободной миграции организмов, установить широкое распространение биогермных построек и рифов, протягивавшихся широкой полосой из Салаирского и Алтайского морей через Нюрольско-Варьеганский палеоландшафт на север Западно-Сибирского моря. В целом сибирские моря были мелководными, приуроченными к субтропическому поясу. Западные и крайние восточные акватории Западно-Сибирского моря были подвергнуты интенсивным тектоническим движениям и подводным излияниям лав, на западе – преимущественно основного и среднего состава, а на юго-востоке – кислого и среднего.

Ключевые слова. Палеоландшафт, эйфель, живет, фран, век, палеобассейн, материк, кораллы, мшанки, водоросли, бентос, осадки, эффузивы, рифы, биогермы.

В статье излагаются результаты второго этапа исследований, выполненных при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 96-05-65892. Таким образом, она является продолжением работы, посвященной палеоландшафтам раннедевонских морей Сибири (Дубатов, Краснов, 1998). Авторы не останавливаются на вопросах терминологии, характеристике определения терминов “палеоландшафт”, “ландшафт”, “палеоландшафтный район” потому, что они рассмотрены в упомянутой выше публикации. При реконструкции палеоландшафтов сибирских морей авторы опирались на анализ данных палеонтологии, стратиграфии и литологии – ключевых наук при изучении палеобассейнов (Соколов, 1987).

Эйфельский век отличался не менее сложной, по сравнению с эмским веком, дифференциацией палеоландшафтов в сибирских морях. На огромных пространствах сохранились морские условия осадконакопления и оставались благоприятные условия для обитания организмов. В западной части Западно-Сибирской равнины по-прежнему имела место активная эффузивная деятельность, опреде-

ляемая излияниями лав среднего и основного состава. Лишь в районах, окаймляющих материк Казахстана, отсутствовала вулканические образования, а сам материк, по-видимому, глубоко внедрялся в пределы Западно-Сибирского моря, простираясь на север за пределы Среднего Приобья. С юго-востока море окаймляла Енисейская аккумулятивная равнина. В эйфельский век существовало 14 палеоландшафтов и 12 палеоландшафтных районов (рис. 1).

Приуральский палеоландшафт располагался в самой западной части Западно-Сибирского морского бассейна, в котором накапливались известковые илы, нередко кремнистые, алевроиты и глины, пески, эффузивы основного состава. Тектоническая обстановка была умеренно активной. Условия накопления осадков в совокупности с активной гидродинамикой, по-видимому, оказывали неблагоприятное влияние на распространение здесь организмов. В этой части моря расселялись лишь немногочисленные массивные табуляты: *Favosites goldfussi* Obr. и брахиоподы *Bornhardtina* sp., *Zdimir* ex gr. *pseudobaschircicus* (Tschern.). В это же время в расположенном западнее Уральском

море население было не только многочисленно, но и весьма разнообразно. Возможно, в результате интенсивного сноса осадков в акваторию Приуральского палеоландшафта водные массы были замутнены, а температурный режим был благоприятным для обитания теплолюбивых организмов. Соленость была нормальной, о чем свидетельствует присутствие здесь стеногалинных табулят.

Восточно-Уральский палеоландшафт был зоной активнейшего подводного вулканизма с излияниями лав среднего и основного составов. Это была активная тектоническая зона северо-восточного простирания, возможно, ограниченная разломами.

Ямало-Гыданский палеоландшафт примыкал с севера к Западно-Сибирскому морю и представлял собой морской бассейн, в котором накапливались карбонатные илы, кремнистые глины и пески, изредка изливались лавы основного состава. Тектоническая обстановка, очевидно, была сравнительно мало активной. Привнос осадков был неравномерным, временами замедлялся, и тогда в придонной части начинали формироваться кремнистые глинистые илы. Морские воды становились более чистыми, но соленость оставалась нормальной. Здесь расселялись мелкоразмерные морские лилии *Salaiocrinus* sp. и *Cyclocetocrinus* sp.

С востока Восточно-Уральский палеоландшафт, характеризовавшийся активной вулканической деятельностью, граничил с Шаимско-Ярудейским палеоландшафтом, в котором на фоне формирования алевритов, глин, песков, туфов основного состава и известковых илов изливались эффузивы основного состава. Это происходило на обширной части акватории, особенно на севере. Население было бедным и представлено мелкими мшанками и водорослями. Их присутствие свидетельствует, скорее всего, о небольших глубинах морского бассейна (до 40–50 м). Соленость, по-видимому, близка к нормальной, а температура вод не превышала 20°C. Гидродинамический режим был умеренно интенсивным, тектоническая активность – средней, о чем свидетельствует сравнительно частое появление в разрезе эффузивов основного состава.

Таким образом, два крупных палеоландшафта Западно-Сибирского морского бассейна – Восточно-Уральский и Шаимско-Ярудейский – занимали обширную морскую зону подводного вулканизма. Наиболее активным он был в пределах Восточно-Уральского палеоландшафта и, возможно, оказывал негативное влияние на распространение и жизнеобитание морских организмов.

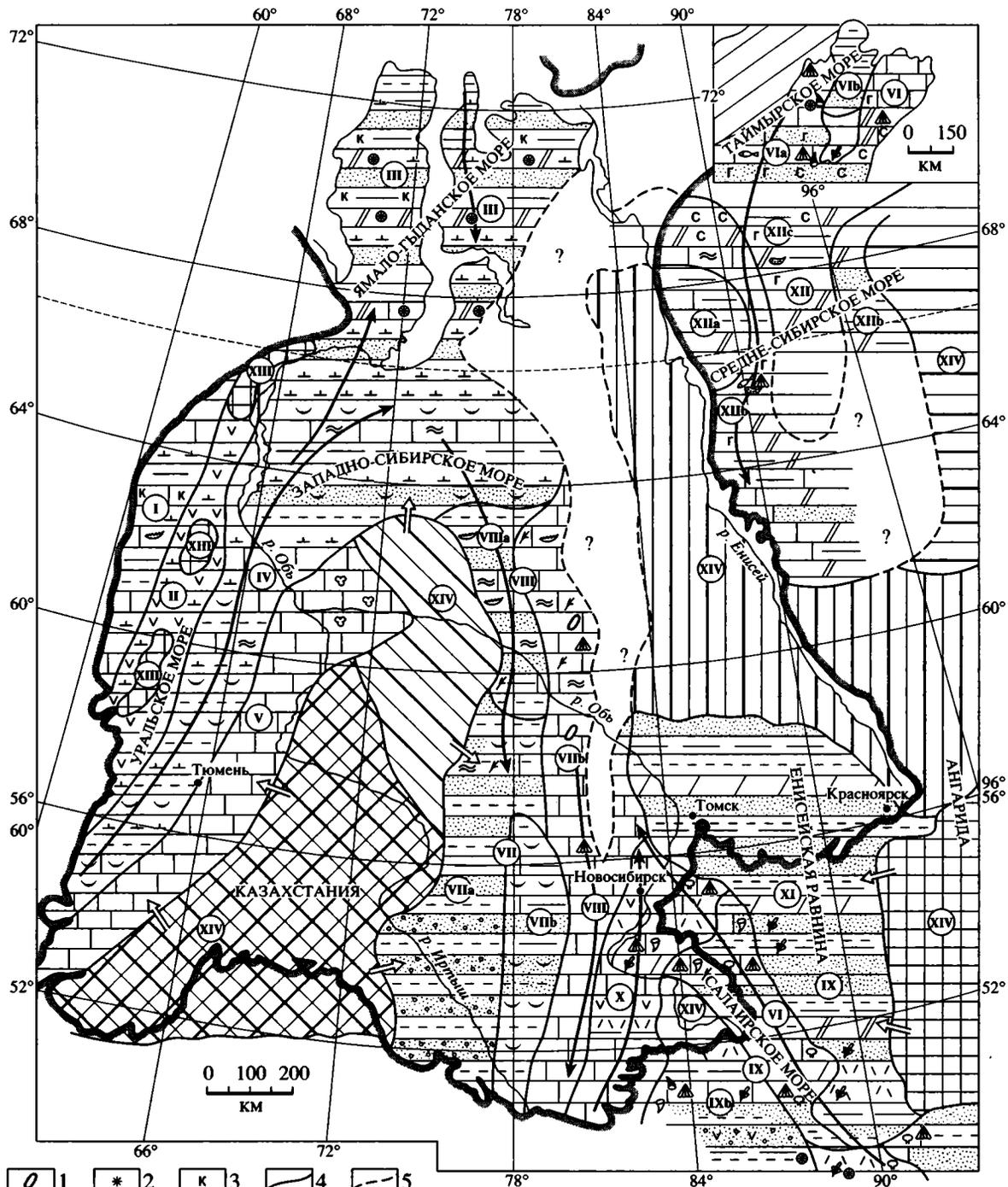
Акватория Ишимско-Хантымансийского палеоландшафта располагалась между Шаимско-Ярудейским палеоландшафтом и материком Казахстана. Геологических данных для его харак-

теристики очень мало, однако можно констатировать, что в этой части Западно-Сибирского моря накапливались известковые илы. Северо-западная часть материка Казахстана, примыкавшая к Ишимско-Хантымансийскому палеоландшафту, была низкой денудационной равниной, и снос с нее был незначительным. Имеются данные, свидетельствующие об обитании в северной части палеоландшафта фораминифер: *Irregularina karlensis* Viss., *Tubaporina gloriosa* Pron., *Cribrosphaeroides* sp., *Uralinella* aff. *bicamerata* E. Byk., *Archaeosphaera* ex gr. *minima* Sul. и др.

С юго-востока к материк Казахстана примыкал Тевризский палеоландшафт, представлявший собой аккумулятивную равнину с характерной дифференциацией осадков. В составе этого палеоландшафта намечается два палеоландшафтных района – Демьяновский и Туйско-Барабинский. Основное их различие заключалось в том, что в Демьяновском районе накапливались алеврито-песчано-галечные образования в условиях низкой денудационной равнины. В Туйско-Барабинском палеоландшафтном районе накапливались, главным образом, известковые илы, алевриты, пески, в том числе туфовые. Они формировались в морских мелководных условиях в обстановке умеренной тектонической активности. Снос терригенного материала шел с материка Казахстана.

Акватория Нюрольско-Варьганского палеоландшафта располагалась примерно в среднем течении р. Обь, охватывая площадь слияния рек Вах и Обь. В его составе подразделяются Варьганский и Нюрольский палеоландшафтные районы. Первый был расположен вблизи границы с материком Казахстана, а второй выходил узкой полосой в южные районы современного Казахстана (рис. 1).

Варьганский палеоландшафтный район отличался известково-глинисто-алеврито-песчаным составом осадков. Терригенный состав в значительной степени зависел от сноса его с материка Казахстана, особенно в его восточной части. Нюрольский палеоландшафтный район характеризовался накоплением преимущественно известковых илов и развитием табулятовых лугов, обусловивших возникновение рифовых и биогермных построек. Бентосное население было малочисленным. Для Нюрольско-Варьганского палеоландшафта были характерны ветвистые строматопораты *Amphipora blokhini* Yavor., *A. pinguis* Yavor., *A. ex gr. angusta* Lec., *A. pervesiculata* Lec.; более однообразными были массивные *Gerronostroma cf. uralense* Yavor. (Макаренко, 1991), ветвистые табуляты, водоросли, тентакулиты и конодонты. Из табулят сравнительно многочисленными были *Cladopora microcellulata* Dubat., *Alveolitella karmakensis* (Tchern.), из тентакулитов – *Nowakia lauten-*



0	*	к	4	5	11	12	13	14	15	16	17
6	7	8	9	10	18	19	20	21	22	23	24
25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
49	50	51	52	53							

talensis Alberti, *M. sulcata* Roemer, *N. karpinskii* Ljasch., *Viriatellina hollardi* Lardeux, *Styliolina decurtata* Bouček и др.; в пелагиали жили хитинозои *Hoegishaera glabra* Staplin. Глубина бассейна была сравнительно небольшая (до 40 м), прозрачность вод – достаточной для обитания табулят, а соленость – нормальной, о чем свидетельствует присутствие стеногалинных строматопорат и табулят.

В Нюрольском палеоландшафтном районе происходило накопление преимущественно карбонатных осадков. Изредка, особенно в северной его части, накапливались карбонатные и глинистые илы. В целом, карбонатные илы занимали большую часть пониженного слабоволнистого рельефа дна. Здесь обитали: фораминиферы *Auroria sphaerica* Sub., *Bykovaella aperturata* (Pron.), *Irregularina obscura* Reitl., *I. karlensis* Viss., *Bisphaera elegans* Viss., *Parathuramina aperturata* Pron. и др. (Задорожный, 1987), расселялись колонии строматопорат: *Stromatopora* sp., *Actinostroma mamontovi* Yavor., *A. salairica* Yavor., *A. pervesiculata* Lec., *A. clathratum* Nich., *A. densatum* Lec., *Stachyodes constulata* Lec., *Amphipora ramosa* (Phill.) и др. (Макаренко, 1991); многочисленными были табуляты: *Favosites goldfussi* Orb., *Pachyfavosites polymorphus* (Goldf.), *Emmonsia aspera* Yanet, *Thamnopora beliakovi* Dubat., *Striatopora schandiensis* Dubat., *Alveolitella karmakensis* (Tchern.), *Coenites flexibilis* Sok., *C. bulvankerae* Dubat., *Tyrganolites altaicus* Tchern., *Syringopora yavorskyi* Tchern. и др.; ругозы: *Tabulophyllum schluteri* (Peetz); брахиоподы: *Desquamatia pesterevskensis* Ržon., *Undispinifer undiferus* (Roem) и др.; мшанки были однообразными: *Semicoscium* cf. *altshedaicum* Nekh., *Klausena ex gr. immortalis* Tr. и др.; площади накопления илов заселяли тентакулиты: *Nowakia sulcata* Ro-

em., *N. karpinskii* Ljasch., *Viriatellina hollardi* Land., *Styliolina decurtata* Bouček, *S. minuta* Bouček (Мерцкая, 1993); остракоды: *Bairdiocypris gerassimovi* (Rozhd.), *Microcheilinella mendymensis* Rozhd. (Савина, 1993). В пелагиали жили хитинозои *Hoegishaera glabra* Staplin, *Cyathochitina* sp. и др. (определения Н.М. Заславской). Табуляты, ругозы и строматопораты образовывали строматопоратво-коралловые луга, которые формировали рифы и биогермные массивы. Приведенный видовой комплекс организмов свидетельствует о большом разнообразии бентосного населения в Нюрольском палеоландшафтном районе, а присутствие космополитных видов – о широких связях Западно-Сибирского моря не только с соседними, но и с удаленными морями, что способствовало интенсивному обмену видами. Воды здесь были теплыми, температура не понижалась ниже 20°C. Прозрачность вод была сравнительно хорошей, а глубина обычно колебалась от 10 до 60 м, но не превышала 100 м (Поярко, 1977; Дубатов, 1982; Чувашов, 1963). Накопление осадков происходило в условиях спокойной тектонической обстановки, о чем свидетельствует тонкая, практически ничем не нарушенная горизонтальная слоистость. Таким образом, Нюрольско-Варьеганский палеоландшафт охарактеризовался самыми благоприятными условиями для существования и расселения бентосных организмов. Поэтому в его водах сформировалось наибольшее таксономическое разнообразие организмов.

Алтае-Салаирский палеоландшафт включал акваторию Салаирского и Алтайского морей, примыкавшую с юго-восточной части к Западно-Сибирскому морю. Он характеризовался накопле-

Рис. 1. Палеоландшафтная схема сибирских морей. Эйфельский век.

Палеоландшафты: I – Приуральский, II – Восточно-Уральский, III – Ямало-Гыданский, IV – Шаимско-Ярудейский, V – Ишимско-Хантымансийский, VI – Таймырский, VII – Тевризский, VIII – Нюрольско-Варьеганский, IX – Алтае-Салаирский, X – Кольвань-Томский, XI – Приенисейский, XII – Средне-Сибирский, XIII – Островные дуги, XIV – материка: Казахстания, Ангариды, Барнаульская суша.

Палеоландшафтные районы: VIa – Западно-Таймырский, VIb – Центрально-Таймырский, VIc – Восточно-Таймырский, VIIa – Демьяновский, VIIb – Туйско-Барабинский, VIIa – Варьеганский, VIIb – Нюрольский, IXa – Салаирский, IXb – Алтайский, XIIa – Игарский, XIIb – Тунгусский, XIIc – Центральный (Центрально-Среднесибирский).

Условные обозначения: 1 – рифы и биогермные массивы; 2 – красноцветность; 3 – кремнистость; 4 – границы палеоландшафтов и палеоландшафтных районов; 5 – предполагаемые границы палеоландшафтов и палеоландшафтных районов; 6 – водоросли; 7 – строматопораты; 8 – табуляты ветвистые; 9 – табуляты массивные; 10 – ругозы; 11 – мшанки; 12 – брахиоподы; 13 – тентакулиты и дакриконоариды; 14 – фораминиферы; 15 – радиолярии; 16 – конодонтофориды; 17 – криноидеи; 18 – бивальвии; 19 – остракоды; 20 – филлоподы; 21 – трилобиты; 22 – бесчелюстные и рыбы; 23 – эвриптериды; 24 – наземные растения; 25 – миоспоры; 26 – галечники; 27 – гравий; 28 – пески; 29 – алевриты; 30 – глины; 31 – известковый ил; 32 – доломитовый ил; 33 – мергелистый ил; 34 – гипс, ангидрит; 35 – соли; 36 – вулканические кислые лавы; 37 – вулканические лавы среднего состава; 38 – вулканические лавы основного состава; 39 – туфы разного состава; 40 – известково-глинисто-песчанниковые и кристаллические породы в зоне размыва древней суши; 41 – сланцы кремнистые в зоне размыва древней суши; 42 – известково-сланцевые породы в зоне размыва древней суши; 43 – афировые базальты в зоне размыва предполагаемой древней суши; 44 – глубоко метаморфизованные зеленокаменные сланцы в зоне размыва древней суши; 45 – глинисто-известняковые глубоко метаморфизованные зеленокаменные сланцы, кристаллические породы разного состава в зоне размыва древней суши; 46 – песчаники, известковые, кремнистые филитовидные сланцы в зоне размыва предполагаемой древней суши; 47 – песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты, аргиллиты в зоне размыва предполагаемой древней суши; 48 – известняки в зоне размыва предполагаемой древней суши; 49 – железо; 50 – фосфориты; 51 – направление сноса размытых пород; 52 – направление морских течений; 53 – современные контуры Западно-Сибирской равнины.

нием различных осадков в условиях морского режима. Более существенную роль играли известковые илы, алевроиты, глины, небольшую часть составляли мергели и примерно 10% – кислые эффузивы. По различию осадков установлены Салаирский и Алтайский палеоландшафтные районы, заметно отличавшиеся бентосным населением. Так, в Салаирском районе в субстрате преобладали глинисто-алеврито-известковые илы, на которых обитали богатейшие видовые сообщества организмов. В Алтайском районе формировались глинисто-алеврито-песчано-галечные образования на фоне накопления глинисто-известковых илов. В южных районах Алтайского моря происходили излияния кислых лав, что свидетельствует о мелководности моря. В этих условиях отмечено значительное разнообразие бентосного населения.

В Салаирском районе обитали фораминиферы *Cribrosphaeroides simplex* (Reitl.), *Bisphaera elegans* Viss., *Salpingothuramina tuberculata* (Lip.), *Suleimanovella paulis* (E. Byk.), *Bykovaella aperturata* (Pron.), *Kalijanella novita* (Pron.) и др. (Задорожный, 1987), строматопораты *Actinostroma mamontovi* Yavor., *Stromatopora dimorphica* V. Khalf., *Stromatoporella undata* Yavor. и др. (Биостратиграфия палеозоя..., 1960). Табуляты были представлены 49 видами, относящимися к наиболее распространенным в эйфеле родам: *Favosites*, *Pachyfavosites*, *Thamnopora*, *Cladopora*, *Alveolites*, *Caliapora*, *Placocoenites*, меньше было хететид и гелиолитид. Им сопутствовали представители родов *Striatopora*, *Coenites*, *Turganolites*. Малочисленными были виды родов *Squameofavosites*, *Emmonsia*, *Pleurodictyum*, *Fomitchevia*, *Crassialveolites*, *Egosiella*, *Natalophyllum*, *Syringopora*, *Heliolites*, *Paraheliolites*. Доминирующими среди табулятоморфных кораллов были *Pachyfavosites polymorphus* (Goldf.), *Striatopora schandiensis* Dubat., *Thamnopora alta* (Tchern.), *Th. parva* Yanet, *Alveolites insignis* Tchern., *Caliapora uralica* Yanet, *Coenites bulvankerae* Dubat., *Paraheliolites rarus* (V. Khalf.), *Chaetetes ninae* Tchern., *Ch. rotundus* Lec., *Chaetepora possima* Dubat. (Дубатов, 1959, 1963, 1972). Разнообразными были ругозы – *Columnaria rhenana* Frech, *Neospongophyllum variabile* Wdkd., *N. crassiforme* Wdkd., *Calceola sandalina* Lam. и др. (Черепнина, 1967; Елкин, Грацианова и др., 1982); брахиоподы – *Gypidula globosa* (Schnur), *Uncinulus cf. parallelepipedus* (Bronn.), *Atrypa schandiensis* Ržon., *Emanuella cf. subumbona* (Hall), *Lazutkinia mamontovensis* (Laz.) и др. (Ржонницкая, 1952, 1968); остракоды – *Akidellina* sp., *Aparchitellina monocornis* (L. Egorova), *Knoxella aff. selebratis* (Pol.), *Sulcocavellina aff. altchedatensis* Pol. и др. (Елкин, Бахарев и др., 1987). Меньше было трилобитов – *Schizoproetus salairicus* (N. Tchern.), *Gerasios peetzi* (N. Tchern.), *Proetus lazutkini* N. Tchern., *Astogygus Senckenbergiana* R. et E. Richter (Елкин, Грацианова и др., 1982); бивальвий – *Glossites con-*

centricus (Goldf.), *Spenotus cf. pelagica* Goldf., *Paleonella cf. plana* Hall, *Nucula lineata* Phill. и др. (Куликова, 1965); гастропод родов *Bucanopsis*, *Murchisonia*, *Strobeus*. В то же время криноидеи составляли значительную часть сообщества – *Triacrinus lutulentus* J. Dubat., *Stylocrinus tabulatus tabulatus* (Goldf.), *S. tabulatus depressus* (Müller), *Gasterocoma mite* J. Dubat., *Myrtillocrinus orbiculatus* J. Dubat., *Cupressocrinites gracilis* Goldf., *Aporretocrinus ligatus* (Quenst.), *Salairocrinus cingulatus* (Goldf.), *Cupressocrinites gracilis* Goldf., *C. scaber* Schultze, *Hexacrinites humilicarinatus* Yelt., *H. tuberosus* Yelt. и др. (Дубатов, 1971, 1977). Рыбы были малочисленны – *Arthrodira* (Иванова, Бельская и др., 1964), *Acanthodes dublinensis* Stauff., известны фрагменты кистеперых, двоякодышащих и др. (Елкин, Бахарев и др., 1986, 1987). В пелагиали обитали амmonoидеи *Pinnacites jugleri* (Roem.), *Foordites* sp. и *Agoniatites* sp. (Богословский, 1982).

Видовое сообщество показывает, что в западной части Алтае-Саянской провинции, в частности в Салаирском море, господствовал морской режим в условиях аридного климата, где температура воды была не ниже 18–20°C, а глубина колебалась от 20 до 50 м, если иметь в виду присутствие водорослей, многочисленные замуровывания инородных тел в полипниках кораллов (Дубатов, 1982), присутствие в видовых сообществах крупнораковинных толстостенных брахиопод.

Видовое разнообразие сообществ свидетельствует о благоприятных условиях для их обитания, которые заключались в достаточной освещенности чистых вод, нормальной солености, умеренно интенсивной гидродинамике, достаточном количестве пищи. Важно отметить и близкое расположение пологой суши, что способствовало привнесу в Салаирское море органического вещества и фрагментов растений, произраставших на заболоченной поверхности суши юго-западной части Ангариды – *Psilophyton salairicum* Anan. et S. Step., *Psilophytites rectissimus* Höeg, *Uralia camdjalensis* Petros., *Barrandainopsis beliakovi* Krysh., *Aneurophyton germanicum* Kr. et Weyl., *Oriensphyton jakubovi* S. Step., *Herbula marinae* S. Step., *Protolepidendron scharianum* K. (мамонтовский горизонт) и *Blasaria sibirica* (Krisht.) Zal., *Aphyllopteris thenuis* Petr. (акарачкийский горизонт) (Петросян, 1973, 1983).

Акватория Алтайского палеоландшафтного района располагалась юго-западнее Салаирского. Район отличался от последнего более терригенным составом осадков – известковые, глинистые и мергелистые илы, алевроиты, гравий. В акватории Монгольского Алтая преобладали алевроито-песчаные разности – гравий, галечник. Важнейшей особенностью было проявление вулканической деятельности в виде излияний кислых лав, что свидетельствовало об обмелении Алтайского моря, о

появлении отмелей и островов. Сообщества организмов здесь были менее разнообразными, что обусловлено загрязнением вод многочисленным терригенным материалом. Это относится, прежде всего, к Горно-Алтайской части Алтайского моря. В акватории, располагавшейся на месте Рудного Алтая, осаждались преимущественно чистые известковые илы в условиях спокойной гидродинамической обстановки, прозрачности вод. Это способствовало развитию более богатых сообществ, а также появлению здесь коралловых лугов.

Среди обитателей бентоса в Алтайском море (Горно-Алтайской части акватории) были распространены массивные и ветвистые табулятоморфные кораллы – *Favosites goldfussi* Orb., *Pachyfavosites macrotrematus* Dubat., *P. markovskiy* Sok., *P. polymorphus* (Goldf.), *Thamnopora alta* (Tchern.), *T. pulchra* (Tchern.), *Alveolites insignis* Tchern., *Paraheliolites rarus* (V. Hallf.), *Chaetetes magnus* Lec., *Ch. tenuis* Frech; ругозы – *Xystriphylllum sibiricum* (Bulv.), *X. uralicum* (Soshk.), *Taimyrophyllum carinatum* (Bulv.), *Lyriellasma halliaforme* (Soshk.), *L. orientalis* (Soshk.), *Neocolumnaria devonica* Bulv., *Dendrostella vulgaris* (Soshk.), *D. rhenana* (Frech) и др. (Черепнина, 1967, 1969; Гумерова, 1996); мшанки – *Lioclema salairiense* Moroz., *Pseudobatosomella salairiensis* Moroz., *Semicoscium ubensis* Nekh., *S. striatum* Nekh. и др. (Волкова, 1974). Брахиоподы были сравнительно однообразны – *Lazutkinia mamontovensis* (Laz.), *Camarotoechia lazutkini* Ržon., *Schuchertella altaica* Khalf. (Грацианова, Кульков, 1960; Степанов, Миронова и др., 1972); трилобиты были малочисленны – *Neoprobolium altaicum* (Khalf.), *Scutellum elegans* (Peetz) (Елкин, 1973). Криноидеи составляли значительную часть сообществ – *Cupressocrinites gracilis* Goldf., *Hexacrinites humilicarinatus* Yelt., *H. tuberosus* Yelt., *Mediocrinus microgrumosus* J. Dubat. (Дубатова, 1971, 1973, 1977).

Таким образом, разнообразие бентосного населения в Алтайском палеоландшафтном районе было беднее по сравнению с Салаирским, что свидетельствует о менее благоприятных условиях существования. Однако, в самых западных акваториях Алтайского моря, располагавшихся на территории современного Рудного и Южного Алтая, условия обитания для морских организмов были благоприятными. Здесь широко распространялись строматопораты, очень разнообразные табулятоморфные кораллы (44 вида), относящиеся к родам *Favosites*, *Pachyfavosites*, *Emmonsia*, *Pleurodictyum*, *Roemeripora*, *Thamnopora*, *Striatopora*, *Cladopora*, *Rhachopora*, *Alveolites*, *Alveolitella*, *Crassialveolites*, *Caliapora*, *Coenites*, *Placocoenites*, *Tyrganolites*, *Natallophyllum*, *Syringopora*, *Thecostegites*, *Aulopora*, *Mastopora*, *Heliolites*, *Paraheliolites*. Доминировали *Favosites*, *Pachyfavosites*, *Thamnopora*, *Striatopora*, *Coenites*, *Placocoenites*, *Tyrganolites*. Ругозы были многочисленны (21 вид), представлены родами *Sy-*

ringaxon, *Barrandeophyllum*, *Oligophyllum*, *Ridderia*, *Pseudopetraia*, *Tabulophyllum*, *Calceola*, *Nardophyllum*, *Zonophyllum*, *Pseudozonophyllum*, *Digonophyllum*, *Phillipsastraea* (Спасский, 1960, с уточнениями В.Н. Дубатолова). Сравнительно многочисленными были мшанки (22 вида) родов *Fenestella*, *Lioclema*, *Fistulipora*, *Discritella*, *Crustopora*, *Hemitrypa*, *Semicoscium*, *Polypora*, *Rhombopora* (определение К.Н. Волковой). Еще разнообразнее были брахиоподы, представленные 26 видами, относящимися к 22 родам (Бубличенко, 1974), а в последнее время установлены и другие виды как брахиопод, так и кораллов (Желтоногова, Гутак и др., 1994). Разнообразными были криноидеи (36 видов, относящихся к 21 роду) (Зиневич, 1989).

В западной части Алтайского моря обитало 18 видов трилобитов (Максимова, 1960), 2 вида тентакулитов (определение В.Л. Клишевича), конodontы *Icriodus difficilis* Ziegler, Kappler et Johnson, *J. obliquemarginatus* Bisch. et Zieg., *Polygnathus linguiformis bultincki* Weddige; водоросли – *Lancicula alta* Masl., *Ikella vermiculata* Shuys. (определения В.А. Лучининой). В пелагиали жили хитинозои – *Lagenochitina brevicervicata* Coll. et Schwalb., *Angochitina boyetae* Cramer, *Eisenackchitina aranea* (Urban), *E. bohémica* (Eisenack) (определения Н.М. Заславской), аммоноидеи *Anarcestes* (*Latananarcestes*) *noeggerati* (Buch), *Werneroceras gup-pachense* (Kayser), *W. socolicum* Bogosl. и *W. altaicum* Bogosl. (Богословский, 1958).

Таким образом, в Салаиро-Алтайском море условия обитания организмов были несколько различными. В Салаирской акватории они были наиболее благоприятными, что обусловлено, по-видимому, связью этого бассейна с Нюрольско-Варьеганским районом Западно-Сибирского моря и сравнительной удаленностью от активных областей сноса осадков. Береговые зоны суши представляли собой низкую аллювиальную равнину, которая играла довольно пассивную роль в перемещении осадков в море. Спокойная гидродинамическая обстановка способствовала обильному расселению планктона, являвшегося пищей для бентосных организмов. Очевидно, все это и привело к обильному расселению различных групп бентоса в акваториях, находившихся на месте современных Салаира, Горного, Рудного и Южного Алтая, в отличие от восточных районов Алтае-Саянской области. Этому способствовали теплые воды, температура которых была не менее 18–20°C, сравнительная мелководность бассейна с прекрасной аэрацией вод. Об этом свидетельствовало массовое развитие водорослей.

Особняком располагался Колывань-Томский палеоландшафт, акватория которого находилась между двумя палеоландшафтами с разной тектонической деятельностью. С запада он был ограничен Нюрольско-Варьеганским палеоландшафтом

Западно-Сибирского моря с пассивной тектоникой и отсутствием тектонической деятельности, а с востока – Алтайским морем (Рудно- и Центрально-Алтайский районы), где имели место проявления кислого вулканизма. Колывань-Томский палеоландшафт располагался в зоне умеренно активной тектонической деятельности, где на фоне развития глинистых и известковых илов формировались лавы кислого и среднего состава. Видимо, это наложило соответствующий отпечаток на обитание морских организмов. Почти вся акватория этого палеоландшафта не была заселена организмами, и лишь в северной и северо-восточной его частях обитали редкие брахиоподы, табуляты и ругозы, среди которых установлены *Pachyfavosites* sp., *Thamnopora* sp., *Crassialveolites crassus* (Lec.), *Placocoenites* sp., *Heliolites vulgaris* Tchern., *Chaetetes* sp., *Stringophyllum* sp., *Grypophyllum* sp.

Таймырский палеоландшафт четко подразделен на три района – Западно-Таймырский, Центрально-Таймырский и Восточно-Таймырский. Западно-Таймырский район (рис. 1) отличался накоплением известковых и глинистых илов, песков и солей. В юго-восточной и северо-восточной частях этого района обитали преимущественно стеногалинные организмы – брахиоподы, кораллы, криноидеи, трилобиты, тентакулиты, указывающие на нормальную соленость вод. Среди брахиопод здесь были распространены *Undispirifer undiferus* (Roem.), *Lazutkinia* sp., *Gypidula biplicata* Schnur, *Clorindina eifelensis* Nal., *Dentatrypa kolyomensis* (Nal.).

Центрально-Таймырский район отличался накоплением алеврито-глинистых осадков, возможно, в сублиторальной зоне моря, если иметь в виду присутствие в осадках растений, произраставших в прибрежных районах. К их числу относятся *Protocephalopteris* sp., *Psilophyton* sp., *Taeniocrada decheniana* (Goerpp.) Kr. et Weyl. и др.

Формирование осадков в Восточно-Таймырском районе проходило в резко аридном климате, возможно, при быстром испарении вод, температура которых, по-видимому, могла значительно превышать 20°C, а глубина вод была, возможно, не более 2–5 м. Следует отметить резко повышенную соленость вод, при которой не могли широко расселяться типичные морские организмы.

Аналогичные условия были характерны и для Средне-Сибирского палеоландшафта. На значительной его территории накапливались доломитовые илы, в больших количествах формировались гипсы и соли. Лишь центральная часть Средне-Сибирского моря, примыкавшая к Игарке, оставалась вне зоны накопления солей. Здесь формировались глинисто-алевритовые осадки наряду с доломитовыми и известковыми илами. Средне-Сибирское море было мелководным. Повышенная соленость и резкий аридный климат

создали условия для формирования соленосных образований. Этим, по-видимому, объясняется отсутствие типичных морских обитателей, за исключением приспособившихся к ненормальной солености вод – малочисленных рыб, остракод, лингул и харовых водорослей в юго-западной части Средне-Сибирского моря. Изменение солености в сторону нормальной обусловило проникновение таких стеногалинных организмов, как табуляты – *Pachyfavosites polymorphus* (Goldf.), *Thamnopora proba* Dubat., *Gracilopora* sp., *Chaetetes* sp., фораминифер *Parathuramina* cf. *aperturata* Pron., *P. cf. tuberculata* Lip., *P. ex gr. cushmani* Reitl., *Bisphaera* cf. *irregularis* Bir. и др. (Матухин, Меннер и др., 1995).

Рассматривая палеоландшафты сибирских морей в эйфельском веке в целом, четко видно, что располагались они строго закономерно. В акватории Западно-Сибирского моря они как бы окружали материк Казахстана, который глубоко проник в его пределы. Западные и северный районы Западно-Сибирского моря отличались интенсивными излияниями лав среднего и основного состава. Центральная часть Западно-Сибирского моря, особенно восточнее материка Казахстана, была пассивной в отношении вулканической деятельности. В юго-восточных районах возникла обширная Енисейская аллювиально-делювиальная равнина, накапливались терригенные осадки, источником которых, скорее всего, была обширная область Ангарида. Широко начали формироваться биогермные массивы (Колывань-Томский, Таймырский палеоландшафты), а также рифогенные сооружения в пределах Салаирского моря (Пестеревский, Белокаменский рифы), Рудно-Алтайского моря (Холозовский, Лосишенский рифы) и юго-востока Западно-Сибирского моря (Малоичский риф), которые, возможно, объединялись в узкопостроенную рифогенную полосу, протягивавшуюся из Салаирского и Алтайского морей на север через Нюрольский район в пределы Таймырского моря (Краснов, Степанов, 1979; Краснов, Степанов и др., 1980; Степанов, 1970; Степанов, Сердюк и др., 1984, 1990).

Живетский век характеризовался несколько отличавшимися географическими обстановками по сравнению с эйфельским. Главной особенностью была обширная трансгрессия, охватившая огромные пространства Сибири. Она проявилась в районах развития Таймырского, Средне-Сибирского и Салаиро-Минусинского регионов, куда морские воды в живетский век проникли впервое. Следует отметить также и большую дифференциацию палеоландшафтов и палеоландшафтных районов по сравнению с эйфельским веком. В живетских морях Сибири установлен 21 палеоландшафт с 4 палеоландшафтными районами (рис. 2). Устойчивой была активная тектоническая деятельность в западных районах Западно-

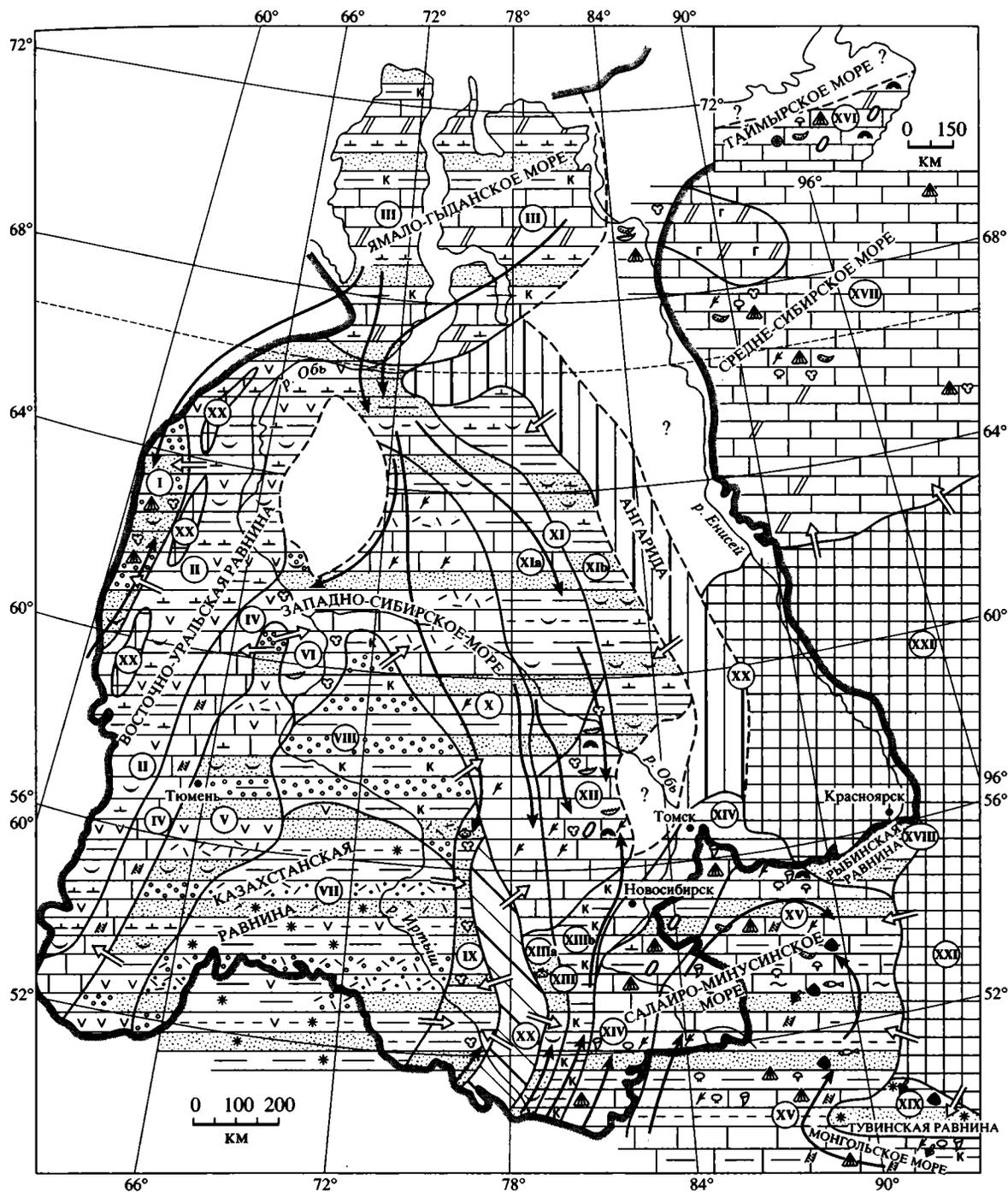


Рис. 2. Палеоландшафтная схема сибирских морей. Живетский век.

Палеоландшафты: I – Приуральский, II – Восточно-Уральский, III – Ямало-Гыданский, IV – Шаимский, V – Кустанайско-Тюменский, VI – Ханты-Мансийский, VII – Казахстанский, VIII – Демьянский, IX – Тевризский, X – Нюрольско-Варьеганский, XI – Вахско-Надымский, XII – Сильгинский, XIII – Туйско-Барабинский, XIV – Кольвань-Томский, XV – Минусинско-Салаирский, XVI – Таймырский, XVII – Средне-Сибирский, XVIII – Рыбинский, XIX – Тувинский, XX – Островные дуги, XXI – материка: Казахстания, Ангарида.

Палеоландшафтные районы: XIa – Вахский, XIb – Тымский, XIIIa – Барабинский, XIIIb – Туйский.

Условные обозначения см. на рис. 1.

Сибирского моря. Унаследованно с раннего девона продолжали формироваться мощные комплексы вулканических лав различного состава.

Приуральский палеоландшафт характеризовался накоплением груботерригенных разностей осадков наряду с известковым илом. На терригенных субстратах обитали брахиоподы и фораминиферы. Возможно, единичные скважины в Нижнетагильском районе пока не дают полной картины об обитавших организмах, если иметь в виду, что в расположенном западнее обширном Уральском бассейне более широко развиты табуляты, ругозы, брахиоподы, остракоды, криноидеи. В Уральском море в живетское время жизнь была очень разнообразной. Здесь были широко распространены десятки видов фораминифер, в том числе *Bykovaella bykovaе* (Pojarck.), *Auroria ferganensis* Pojarck., *Cribrosphaeroides robusta* M.-Macclay, *Bisphaera malevkensis* Bir. и др. (Задорожный, 1987); более 10 видов строматопорат – *Actinostroma bifurcata* Nich., *A. stellulata* Lec., *A. septata* Lec., *Columnostroma fenestrata* (Nich.), *Trupetostroma porosa* Lec., *Stachyodes verticulate* (Mc Coy), *Amphipora spica* Yavor. и др.; хететиды – *Pachythesa irregularе* Yanet и др.; более 20 видов табулят, в том числе такие широко распространенные виды, как *Thamnopora nicholsoni* (Frech), *T. bublichenkoi* Dubat., *T. cervicornis* (Blainv.), *Gracilopora vermicularis* (Mc Coy), *Dendropora dubrovensis* Dubat., *Alveolites taenioformis* Schlüt., *Alveolitella fecunda* (Salee sensu Lec.), *Crassialveolites obtortus* (Lec.), *Caliapora battersbyi* (M.-Edw. et H.), *C. taltiensis* Yanet, *Coenites tenella* Gürich, *Placocoenites gradatus* (Lec.), *Scoliopora denticulata* (M.-Edw. et H.), *S. conferta* Erm., *Turganolites eugeni* Tchern. и др. Здесь же обитало 16 видов ругоз, относящихся к родам *Thamnophyllum*, *Pachyphyllum*, *Pseudomicroplasma*, *Stringophyllum*, *Bethanyphyllum*, *Neostrophophyllum*, *Heliophyllum*, *Hexagonaria*, *Peneckiella*, *Spongophyllum*, *Gryporophyllum*, *Alaiophyllum*, *Tabulophyllum*, и более 20 видов, относящихся к 16 родам брахиопод (Кишечнополостные и брахиоподы..., 1972). Остракоды были представлены 12 видами, представителями родов *Amphissites*, *Geisina*, *Cavellina*, *Bairdiocypris*, *Microcheilinella*, *Bairdia* и *Samarella*. Значительным видовым разнообразием характеризовались криноидеи (Дубатолова, 1971) и конодонты (Снигирева, Шуйский, 1977). Расположенная вблизи западная окраина Западно-Сибирского моря, относившаяся к Приуральскому палеоландшафту, была заселена бентосными организмами весьма слабо. Из брахиопод здесь расселялись *Stringocerphalus burtini* Deifr., *S. manjensis* Khod. et M. Breiv., а из фораминифер – *Parathurammia bykovaе* Pojarck., *P. sp.* Возможно, малочисленность брахиопод и фораминифер, отсутствие других бентосных организмов было связано с активным накоплением терригенных осадков, туфов и особенно гравия и галечников, затруднявших расселение

многих групп бентосных организмов. Глубина бассейна, по-видимому, не превышала первых десятков метров.

Восточно-Уральский палеоландшафт, расположенный восточнее Приуральского, унаследовал с эйфеля эффузивную деятельность. Формировались средние и основные лавы на фоне накопления глинистых илов. Об обитании здесь каких-либо организмов пока ничего не известно. Возможно, распространение сюда бентосных организмов препятствовала активная тектоническая и вулканическая деятельность, сопровождаемая интенсивной гидродинамикой.

Ямало-Гыданский палеоландшафт располагался севернее Западно-Сибирского моря. Данные об его осадках пока весьма скудны, но их однообразие и спокойное формирование позволяют сделать заключение о чрезвычайно пассивных тектонических условиях платформенного режима осадконакопления. Здесь формировались кремнистые глины, известковые и доломитовые илы, пески и основные эффузивы. К сожалению, сведения об организмах малочисленны, хотя морские условия для их жизнедеятельности были сравнительно благоприятными, подтверждением чему является обитание здесь мелкоразмерных брахиопод семейства *Spiriferidae*, ветвистых строматопорат, а также табулят семейств *Auloporidae*, *Aulocystidae*, *Alveolitidae* и *Coenitidae*, из которых наиболее многочисленными были *Alveolitella grata* Isaev.

Акватория Шаимского палеоландшафта располагалась узкой полосой восточнее Восточно-Уральского. Есть основание полагать, что он входил в узкой тектонической зоне субмеридионального простираения и был ограничен глубокими разломами. Он отличался распространением известковых илов. На илистых субстратах расселялись мшанки. Тектоническая обстановка была такой же, как в соседних Восточно-Уральском и, возможно, Кустанайско-Тюменском палеоландшафтах. По-видимому, температура воды не превышала 18–20°C, а накоплению известковых илов, возможно, способствовало грабенообразное расположение зоны их накопления при благоприятном сочетании температурного режима, сравнительной удаленности от областей сноса и отсутствия в соседних зонах осадков, выщелачивавших глинистые фракции.

Кустанайско-Тюменский палеоландшафт был расположен восточнее Шаимского. Прежде это была низкая окраина материка Казахстана, в живетское веке превратившаяся в аллювиально-делювиальную равнину со своеобразным сочетанием осадков от песков, гравия, галечников до туфов и эффузивов различного состава, т.е. в тектоническом плане палеоландшафт представлял из себя активную зону и был лишь частью огромной аллювиально-денудационной равнины, своей

северной частью внедренной в пределы Западно-Сибирского моря, а южной – выходящий далеко за его пределы на территорию современного Казахстана.

Ханты-Мансийский палеоландшафт занимал небольшую акваторию. На севере он примыкал к Кустанайско-Тюменскому палеоландшафту. Это был морской бассейн, соединявшийся на севере с Шаймским морем (рис. 2). В нем накапливались известковые илы и глины. Это был залив, примерно на 250 км вдававшийся в аллювиально-денудационную равнину северной части Казахстана. На западе он ограничивался Кустанайско-Тюменским, а на востоке – Казахстанским и Демьянским палеоландшафтами. Гидродинамика в заливе была спокойной. Здесь обитали конодонты *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp., а в раннеживетское время еще и малочисленные фораминиферы.

Казахстанский палеоландшафт, так же как и Кустанайско-Тюменский, представлял собой огромную аллювиально-делювиальную равнину на месте бывшего возвышенного материка Казахстана. Здесь получили развитие красноцветные алевритовые и глинистые разности осадков. Для всей территории этого палеоландшафта были характерны аридные условия, при которых длительные засушливые периоды сменялись кратковременными влажными, дождливыми, которые обусловили появление здесь растений, особенно в южных районах. М.А. Сенкевич установила произрастание здесь разнообразных растений, среди которых она выделила *Taeniocrada dubia* Kr. et W., *Artschaliphyton inicum* Senk., *Lepidodendropsis kazachstanica* Sok., *Lidasimophyton akkermensis* Senk., *Protolpidodendron scharianum* Kr., *Hyenya* cf. *sphenophylloides* Nath., *Protopteridium hostimense* Kr. (Дубатов, Каплун и др., 1977; Сенкевич, 1991; Senkevich, 1967). В другой части, на севере аллювиально-делювиальной равнины, располагался Демьянский палеоландшафт с накоплением кремнистых глин и галечников.

Тевризский палеоландшафт, окаймляя Казахстанский и Демьянский палеоландшафты с востока, являлся восточной частью аллювиально-делювиальной равнины. Он отличался преобладанием глин и песков, т.е. осадки представляли собой как бы часть континентальной равнины, которая временами заливалась морскими водами. Частое совмещение морских вод с континентальными пресными, по-видимому, создавало малоблагоприятную обстановку для обитания как наземной растительности, так и морской фауны.

Нюрольско-Варьеганский палеоландшафт окаймлял аллювиально-делювиальную Казахстанскую равнину и представлял собой узкую морскую акваторию, протягивавшуюся от самых южных границ Западно-Сибирской равнины до широ-

ты Надыма. Основные отличия палеоландшафта заключались в том, что его слабоволнистое дно было покрыто известковыми илами, глинами, песками, кислыми эффузивами. В зоне развития мелководного шельфа поселялись фораминиферы *Bykovaella uralica* (L. Petr.), *B. bykovae* (Pojark.), *Salpingothurammia tuberculata* (Lip.), *S. gekkeri* (Antr.), *Neoivanovella simplex* Tchuv. et Juf., *Parathurammia graciosa* Pron., *Aurora sphaerica* Sab., *Suleimanovella paulis* (E. Byk.), *S. elegans* (Pojark.) и др.; остракоды *Bairdia kynovensis* Rozhd., *Samarella crassa* (Pojark.), *Orthocypris subparallela* Pol. и др.; конодонты *Polygnathus decorsus* (Stauff.), *Icriodus expansus* Brans. et Mehl, *I. symmetricus* Brans. et Mehl, *I. alternatus* Brans. et Mehl, *Belodella* aff. *serrata* Khod. et Tschern. Табуляты были представлены 21 видом, из которых доминирующими были *Favosites goldfussi* Orb., *F. tuimazaensis* Sok., *Pachyfavosites polymorphus* (Goldf.), *P. alpinus* (Winch.), *Emmonsia aspera* Yanet, *Thamnopora cervicornis* (Blainv.), *T. certa* (Tchern.), *Gracilopora vermicularis* (Mc Coy), *Dendropora dubrovensis* Dubat., *Alveolitel-la fecunda* (Salee sensu Lec.), *A. polenowi* (Peezt), *Scoliopora denticulata* (M.-Edw. et H.). Сравнительно редкие тентакулиты были представлены видом *Viriatellina hollardi* Lard.; строматопораты, как ветвистые, так и массивные – *Actinostroma salairica* Yavor., *Amphipora ramosa ramosa* (Phil.), *A. ramosa desquamata* Lec., *Stellopora laxeperforata* (Lec.), вместе с табулятами образовывали табулятово-строматопоратые луга. В пелагиали обитали более 15 видов акритарх, из которых доминирующими были *Crassisphaeridium inustatum* Wicander, *Multiplicisphaeridium andrewsi* (St. et Will.) Eisenack, Cramer et Diez, *M. grosjeani* (St. et Will.) Eisenack, Cramer et Diez, *M. spicatum* Staplin, *Lophosphaeridium ochthos* Wicander.

В зоне развития относительно глубокого шельфа жили тентакулиты, в том числе *Nowakia autentalensis* Alb., *N. sulcata* (Roem.), конодонты – *Polygnathus varcus* Stauff., *P. angusticostatus* Witt., *P. disparilis* Ziegl., Klapp. et Joung., *P. xylus ensensis* Ziegl., Klapp. et Joung., *Icriodus difficilis* Ziegl. et Klapp., *I. brevis* Stauff., *I. subterminus* Brans., *I. expansus* Brans. et Mehl, *I. obliquimarginatus* Bisch. et Ziegl., *I. symmetricus* Brans. et Mehl, *Palmatolepis disparilis* Ziegl., Klapp. et Joung., *Ozarcodina brevis* (Bisch. et Ziegl.); остракоды – *Samarella crassa* Pol., *Bairdia kynovensis* Rozhd., *B. aperta* Pol., *Cavellina accurata* Pol., *Orthocypris subparallela* (Pol.). Здесь же обитали немногочисленные фораминиферы – *Parathurammia irregularis sibirica* Saev, *P. graciosa* Pron. и полихеты *Polychaetaspis* cf. *wyszogrodensis* Kozlowski (Палеозой юго-востока..., 1984; Стратиграфия палеозойских отложений..., 1990).

Вахско-Надымский палеоландшафт окаймлялся с северо-востока Нюрольско-Варьеганским палеоландшафтом и представлял собой морской бассейн с пологими ложбинами и покатыми воз-

вышенностями. Подразделен на два палеоландшафтных района – Вахский и Надымский.

Вахский палеоландшафтный район контактировал с Нюрольско-Варьеганским палеоландшафтом (рис. 2). Отличительной особенностью этого района было формирование, в основном, известково-глинисто-песчаного, туфо-алевритового субстратов морского дна. Возможно, палеоландшафтный район был ограничен двумя крупными разломами субмеридионального простирания, который на севере изменял направление на северо-северо-запад и как бы повторял контуры расположенной западнее аллювиально-делювиальной равнины Казахстана. Пока нет данных об обитателях этого морского бассейна.

Надымский палеоландшафтный район располагался восточнее Вахского и протягивался узкой полосой, возможно, между двумя крупными разломами северо-северо-западного простирания. Его отличие от Вахского района заключалось в полном отсутствии известковых илов и появлении лав основного состава. Накапливались, в основном, глины и пески. Данные об обитателях моря пока не известны. О небольшой глубине морского бассейна, ограниченной первыми десятками метров, можно косвенно судить по составу осадков, состоящих из глинисто-песчаного и туфового материала.

Сильгинский палеоландшафт был расположен между Нюрольско-Варьеганским палеоландшафтом с запада и Надымским палеоландшафтным районом с востока. На севере он был ограничен Вахским палеоландшафтным районом, а на юге – Туйским. Воды бассейна имели нормальную соленость и спокойную гидродинамику с удовлетворительной освещенностью. Снос терригенного материала был незначительным. Формировались известковые илы по всей акватории Сильгинского палеоландшафта. Условия для обитания организмов были малоблагоприятными, поэтому здесь расселялись небогатые сообщества фораминифер, строматопорат, ветвистых кораллов, мшанок и конодонтов. Возможно, фораминиферы *Parathuramina crassithesa* Antrop., *Cribrosphaeroides aff. ovalis* Pojark., *Neoarchaesphaera polyroga* (Antrop.) мигрировали сюда из акваторий Туйско-Барабинского и Колывань-Томского палеоландшафтов.

Туйско-Барабинский палеоландшафт с двумя его палеоландшафтными районами – Барабинским и Туйским – занимал узкую полосу, вытянутую с юга на север. В северной части он был ограничен Нюрольско-Варьеганским и Сильгинским палеоландшафтами. В Барабинском районе накапливались глинистые известковые илы, кремнистые глины, мелкозернистые пески, туфы. Основным поставщиком этих продуктов, очевидно, была аллювиально-делювиальная равнина, с которой и выносились глинисто-песчаные продукты. Воз-

можно, что глубина морского бассейна могла достигать 100 м. Среди обитавших морских организмов следует отметить редких радиолярий семейств *Staurosphaeridae*, *Stilosphaeridae*, заселявших пелагиаль (Богущ, Бочкарев и др., 1975). Туйский палеоландшафтный район располагался восточнее Барабинского и также протягивался узкой полосой с юга на север, вплоть до границы с Сильгинским палеоландшафтным районом (рис. 2). Состав осадков характеризовался кремнистыми глинами. Обитателями морских вод были редкие радиолярии *Staurostylus sp.*, *Stylostaurus sp.*

Колывань-Томский палеоландшафт занимал акваторию западнее Туйского палеоландшафтного района, включая площади современных городов Новосибирск и Кемерово. Располагался он юго-восточнее Туйско-Барабинского палеоландшафта. Главное его отличие заключалось в том, что на его полого возвышающихся низких холмах и лощинах накапливались разнообразные осадки: известковые илы (до 15%), глины (до 15%), пески (до 20%), туфовые пески (до 20%), а также эффузивы среднего и основного состава (до 30%). Колывань-Томский палеоландшафт располагался в аридном поясе, где температура морских вод не опускалась ниже 18–20°C, характеризовалась нормальной соленостью, способствующей миграциям сюда разнообразных бентосных организмов, поселявшихся на глубинах, не превышавших 60–100 м. Здесь расселялись бентосные организмы: ветвистые и массивные табуляты, ругозы, брахиоподы. Особо широко были развиты табуляты, образовывавшие коралловые луга: *Pachyfavosites polymorphus* (Goldf.), *Thamnopora angusta* Lec., *Crassialveolites aff. cavernosus* (Lec.), *Tyrganolites sp.*, меньше было гелиолитид – *Heliolites vulgaris* Tchern., а из ругоз здесь расселялись *Grypophyllum gracile* Wdkd., *Campophyllum litvinovitschae* Soshk., *Lythophyllum divisium* Wdkd., *Tabulophyllum sp.*, среди брахиопод отмечены *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Chonetes coronata* Conr., *Atrypa ex gr. reticularis* L. (Беспрозванных, 1964). Главное отличие Колывань-Томского палеоландшафта заключалось в том, что на его полого возвышающихся низких холмах и лощинах накапливались известковые илы, глины, туфовые пески, а также лавы среднего и основного состава. Необходимо отметить, что в акваториях Колывань-Томского палеоландшафта происходили подводные излияния лав среднего и основного состава. Это был единственный для Алтае-Саянской области палеоландшафт, для которого в живетском веке была присуща вулканическая деятельность.

Минусинско-Салаирский палеоландшафт охватывал обширную акваторию. Морская трансгрессия захватила огромные территории Южной Сибири – от районов Рудного и Южного Алтая на западе до Минусинских впадин на востоке и далее

достигла отрогов современного Восточного Саяна. Это была самая обширная в девоне трансгрессия, которая не только повлияла на условия осадкообразования, но и на широкое расселение разнообразных морских организмов, в том числе и бентосных. В южные районы Сибири эта трансгрессия пришла из регионов Монголии и Китая и достигла Колывань-Томской области в современных очертаниях. Далее на север, в пределы Западно-Сибирской равнины, она не проникла. Во всяком случае, широко распространенный в Южной Сибири в позднем живете вид *Euryspirifer cheechiel* (Kon.) туда не распространился. Это является свидетельством того, что трансгрессии в Западно-Сибирском море проникали в разное время и с разных направлений. Западно-Сибирский бассейн оказывался как бы транзитным. Через него проходили миграции целых групп видов, проникших сюда из палеобассейнов Восточно-Европейской платформы, Урала, Таймыра, Северо-Востока России, Сибирской платформы, Монголии, Китая, Казахстана и даже Средней Азии. Таким образом, территория современной Западно-Сибирской равнины имела особое значение для целей не только палеогеографических реконструкций, но и для познания истории геологического развития Сибири в целом. Изложенные здесь сведения очевидно позволяют полагать, что Западно-Сибирское море не может относиться к категории самостоятельной палеобиогеографической провинции, равномасштабной Уральской и Алтае-Саянской.

Живетская трансгрессия проявилась и в таких районах, как Таймырское и Средне-Сибирское моря. Здесь море тоже охватило обширные площади. В центральной части, приближенной к югу Западно-Сибирского моря, воды проникли на окраину материка Казахстана, а в северных районах этого материка возникла аллювиально-денудационная равнина, на которой формировались груботерригенные осадки, источником которых, скорее всего, являлись возвышенные внутренние районы материка Казахстана. Морская трансгрессия обусловила появление некоторой повышенной влажности воздуха на общем фоне аридного климата, что создало весьма благоприятные условия для широкого расселения наземных растений, особенно плауновых (Дубатовов, Каплун и др., 1977; Сенкевич, 1991). Влияние морской трансгрессии, тем не менее, очень слабо отразилось на материке Ангариды, который не только не был затронут этой трансгрессией, но даже увеличил размеры, распространившись далеко за пределы современной долины реки Енисея на восточные районы Западно-Сибирской равнины.

В Минусинско-Салаирском море воды характеризовались нормальной соленостью, и только в восточной части – повышенной, о чем свидетельствуют месторождения гипсов в Северо-Мину-

синской впадине. Возможно, именно это влияло порой на интенсивный обмен фаунами и распространение близких видовых сообществ не только в пределах современных Минусинских впадинах, но и в северо-восточных районах Кузнецкого бассейна. Следует отметить полого-волнистый рельеф и небольшие глубины Минусинско-Салаирского морского бассейна. Об этом свидетельствуют расселение многочисленных водорослей (имеются в виду мощные пласты водорослевых известняков в бейском горизонте Минусинских впадин, почти повсеместное распространение коралловых и водорослевых биогермов, рифов).

Водоросли временами были главными обитателями позднеживетского моря; вместе с ними расселялись ветвистые и массивные кораллы *Tabulata* и *Rugosa*, брахиоподы, криноидеи, остракоды, меньше было бивальвий, фораминифер, мшанок, трилобитов, конодонт, филлопод. Особо важно отметить расцвет теплолюбивых организмов и, в первую очередь, таких как табуляты (около 80 видов), ругозы (более 40 видов), мшанки (более 30 видов), брахиоподы (более 100 видов). Доминирующими были виды из табулят – *Pachyfavosites polymorphus* (Goldf.), *Neoroemeria westsibirica* Rad., *N. soshkinae* Tchud., *Dendropora dubrovensis* Dubat., *Thamnopora nicholsoni* (Frech), *T. angusta* Lec., *Alveolites malleuxi* Lec., *Alveolitella polenowi* (Peetz), *Crassialveolites cavemosus* (Lec), *C. crassiformis* (Sok.), *Placocoenites escharoides* (Stein.), *Tyrganolites eugeni* Tchern., *Natallophyllum giveticum* Rad., *Scoliopora denticulata* (M.-Edw. et H.) (Дубатовов, 1959, 1963); из ругоз – *Atelophyllum cylindricum* (Schlüt.), *Neostriophyllum waltheri* (Joh), *Dendrostella rhenana* (Frech), *Columnaria vagranensis* Soshk., *Grypophyllum gracile* Wdkd. (Иваня, 1965); из мшанок – *Neotrematopora typica* Moroz., *Fistulipora changi* (Jang.), *Lioclema heitalensis* Jang., *L. yakovlevi* (Shoen.), *L. celebratum* Moroz., *Fenestrella vera* Ulr., *Hemitrypa devonica* Nekh.; из брахиопод – *Gypidula planispinosa* Grabau, *Schellwinella umbraculum* (Schl.), *Productella subaculeata* (Murch.), *P. productoides* (Murch.), *Ucinulus parallelepipedus* (Bronn), *Camarotoechioides lazutkini* (Ržon.), *Desquamatia desquamata* (Sow.), *Undispirifer undiferus* (Roem.), *Indospirifer pseudowilliamsi* Ržon., *Euryspirifer cheechiel* (Kon.), *Mucrospirifer mesocostalis* (Hall), *Reticulariopsis aviceps* (Kays.), *Cyrtina heteroclitia* Defr., *Retzia lopatini* Stuck., *Stringocephalus ex gr. burtini* Defr., *S. sibirica* E. Ivan., *Denckmanella damesi* (Holz.), *Spinocyrtia martianofi* (Stück.). Из фораминифер здесь расселялись *Cribrosphaeroides simplex* (Reitl.), *Parathurammia graciosa* Pron. (Задорожный, 1987); из криноидей – *Hexacrinus kartzevae* Yelt., *Sphaerocrinus geometricus* Goldf.; из трилобитов – *Proetus lazutkini* N. Tchern., *P. peetzi* N. Tchern., *Scutellum tenuistriatum* (N. Tchern.); из остракод – *Moorites lebedjanicus* Pol., *M. legibilis* Pol., *Bairdia safonovskensis* Pol., *B. summacuminata* Cor. et

Malk., *Janetina prima* Pol. и др.; из филлопод – *Esteria membranacea* (Pacht), *E. ex gr. pogrebovi* Lutk.; из головоногих – *Gomphoceras* (?) *poculum* Hall, *Agoniatites fulguralis* (Whitb.), *A. coptulata* Arch. et Vern., *A. obliquus* Whidd., *Sellanarcestes discoides* (Wald.) (Дубатовол, 1959, 1963; Чудинова, 1964; Ржонсницкая, 1952, 1968, 1975; Морозова, 1960; Поленова, 1960; Дубатолова, 1971, 1972, 1977; Иванова, Бельская и др., 1964; Ивания, Черепнича и др., 1974; Чувашов, Юфевев и др., 1985).

В образованиях преимущественно терригенного состава, не относящихся непосредственно к морским отложениям, но связанных с ними, так как в осадках наблюдались береговые знаки, отпечатки капель дождя, волноприбойные знаки, трещины усыхания и др., известны находки растений: *Psilophyton salairicum* An. et Step., *Pectinophyton norvegicum* Hög., *Protocephalopteris praecox* (Hög.) An., *Taeniocrada gracilis* Tchirk., *Svalbardia polymorpha* Hög., *Aneurophyton germanicum* Kr. et Weyl., *Barsassia ornata* Zal. и др. (Ржонсницкая, Гагиев и др., 1985; Степанов, 1975).

Видовые сообщества бентосных организмов характеризовались большим разнообразием, а это свидетельствует о весьма благоприятных условиях среды их обитания: нормальная соленость (Дубатолова, 1973), теплый климат, температура воды в пределах 20–22°C, умеренно спокойная гидродинамика, глубины, колебавшиеся от нескольких до 40–60 метров, хорошая освещенность морского дна, обширные связи с другими морскими бассейнами.

Таймырский палеоландшафт примыкал к северо-восточной окраине Западно-Сибирского моря. Геологических данных, характеризующих его, пока очень мало, особенно для его северной части. Что касается южных районов, то здесь накапливались, главным образом, известковые и доломитовые илы. Среди обитателей акватории Таймырского палеоландшафта следует отметить брахиопод, остракод, криноидей, строматопорат и водорослей. Последние образовывали строматопоратово-водорослевые луга, создавшие биогермные массивы. Видовое разнообразие морских организмов было небольшим. Это брахиоподы – *Stringocephalus* sp., *Chascothyris* sp., *Undispirifer undiferus* (Roem.), *Ucinulus parallelepipedus* (Bronn), *Gypidula biplicata* Schnur, криноидеи рода *Cupressocinus* и строматопораты (Решения..., 1982).

Средне-Сибирский палеоландшафт занимал акваторию северо-запада современной Сибирской платформы. Он отличался интенсивным накоплением известковых илов, за исключением некоторых его районов, примыкавших к северо-западной части платформы, где шло накопление доломитовых илов. Здесь обитали фораминиферы, ветвистые и массивные табуляты, ругозы,

брахиоподы, трилобиты, конодонты. Из числа фораминифер следует упомянуть: *Moravammina fragilis* Byk., *M. segmentata* Pok., *M. plena* Reitl., *Proninella tamarae* Roitl., из табулят – *Pachyfavosites polymorphus* (Goldf.), *Thamnopora proba* Dubat., *T. cervicornis* (Blainv.); из ругоз – *Hexagonaria ex gr. baschkirica* (Spassk.), *Embolophyllum longiseptatum* (Bulv.), *Neostriatophyllum cf. waltheri* Smith; из брахиопод – *Productella djaltulensis* Nal., *Striatoproduc-tella tungusensis* (Nal.), *Atrypa zonata* Schnur., *Desquamatia desquamata* (Sow.), *Spinatrypa aspera* (Schloth.), *Schizophoria striatula* Schloth., *Emanuella takwanensis* (Kays.), *E. subumbona* (Hall), *Undispirifer undiferus* (Roem.), *Athyris concentrica* Buch., *A. globosa angeliciformis* Mark.; из конодонтов – *Polygnathus linguiformis gamma* Bultynck, *Pandodus uncostatus* Brans. et Mehl (Дубатовол, 1978; Крылова, Меннер, 1962; Меннер, 1972; Матухин, Меннер и др., 1995).

Рыбинский палеоландшафт охватывал наибольшую территорию юго-западной части Ангариды, примыкавшую к северо-восточной части Минусинско-Салаирского моря. В основном здесь были развиты пестроцветные алеврито-песчаные осадки, формировавшиеся в условиях небольшой аллювиальной равнины. Основным источником терригенного материала, очевидно, были породы, которые размывались с материка Ангариды, представлявшего собой денудационную сушу. Иногда Рыбинская равнина в паводковое время заливалось опресненными водами с окружающей суши, в результате возникали водоемы, которые заселяли филлоподы *Stenaenigma tuvaense* Nov., а по их берегам растения *Uralia minusinskensis* Petr., *Tomiphyton primaevun angusta* Petr., *Protobarinophyton obrutschevi* An.

Тувинский палеоландшафт, так же как и Рыбинский, представлял собой небольшую аллювиальную равнину, открытую на юге в сторону Монгольского моря, а на севере ограниченную денудационной холмистой равниной материка Ангариды. Основной состав накапливавшихся здесь осадков – красноцветные глинисто-алеврито-песчаные образования, сформированные в условиях мелководных опресненных водоемов с филлоподами *Pseudesteria pogrebovi* (Lutk.), *Ulugkemia barikensis* Nov., *U. minusinskensis* Nov., *Glyptasmussia membranacea* Pacht., *Trigonesteria altaikensis* Nov. и др. По берегам таких водоемов расселялись растения *Aneurophyton germanicum* Kr. et Weyl., *Protopteridium* sp., *Rhacophyton* sp., *Glyptophyton granulare* Krysh, *Hуenia* sp. Подобные пестроцветные осадки с аналогичными обитателями накапливались и в пределах современных Минусинских впадин, формировавшихся в мелководных, нередко высыхающих водоемах. Это были внутриконтинентальные мелкие озера.

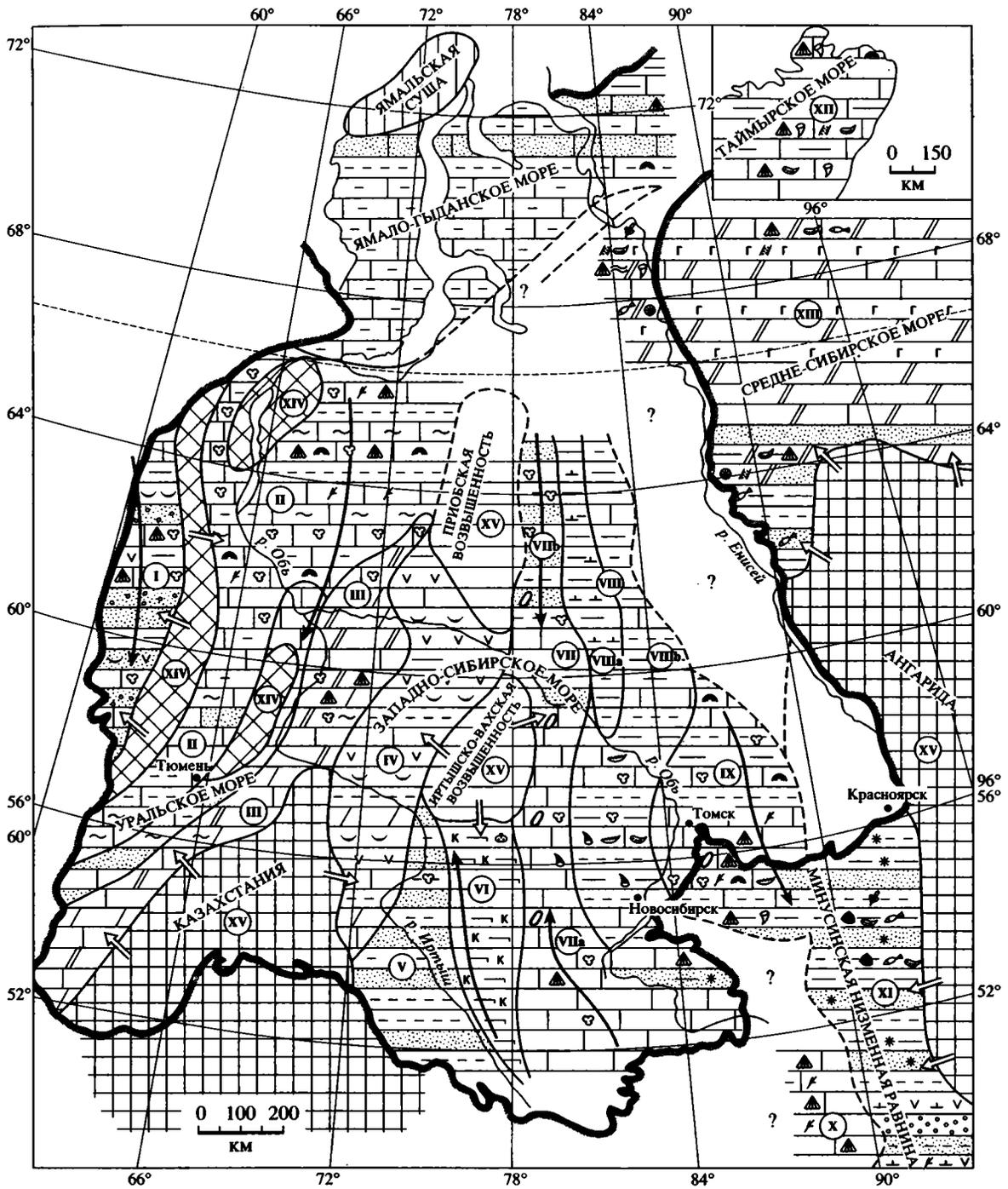


Рис. 3. Палеоландшафтная схема сибирских морей. Франкский век.

Палеоландшафты: I – Приуральский, II – Восточно-Уральский, III – Кустанайско-Тюменский, IV – Салымский, V – Тевризский, VI – Туйско-Барабинский, VII – Нюрольско-Варьеганский, VIII – Никольский, IX – Колывань-Томский, X – Алтайский, XI – Приенисейский, XII – Таймырский, XIII – Средне-Сибирский, XIV – Островные дуги, XV – материка: Казахстания, Ангарида, Приобская и Иртышко-Вахская возвышенности.

Палеоландшафтные районы: VIIa – Нюрольский, VIIb – Варьеганский, VIIa – Вахский, VIIIb – Тымский.

Условные обозначения см. на рис. 1.

Все вышеизложенное о позднеживетской трансгрессии, охватившей всю Западную и Среднюю Сибирь, показывает, что в акваториях современной Западно-Сибирской равнины, а также

Минусинско-Салаирского палеоландшафта, обитали более разнообразные по сравнению со Средне-Сибирским палеоландшафтом сообщества организмов. Большинство представителей видовых

сообществ Средне-Сибирского палеоландшафта характеризовались широким географическим распространением не только в пределах сибирских морей. Они расселились в акваториях других биогеографических провинций. Многие из видов известны далеко за пределами Западно-Сибирского, Минусинско-Салаирского, Таймырского и Средне-Сибирского морских бассейнов. Они широко распространились в морях современных Европейской платформы, Индигиро-Колымской провинции, в Китае и Казахстане. Это подтверждает выводы не только об исчезновении в живете многих географических барьеров, что обусловило интенсивные миграции целых сообществ и появление большого количества космополитных видов (Дубатов, 1972, 1984). Более, чем в эйфельском веке, были распространены биогермы, биогермные массивы и рифы. Особенно широко развитие они получили в позднеживетское время в монгольской части Алтайского моря, в Минусинских впадинах (биогермные кораллово-ругозовые массивы и водорослевые строматолиты), на Салаире в сафроновском горизонте (кораллово-строматопоратово-водорослевые биогермы, а в алчедатском горизонте – табулято-ругозовые биогермные массивы и рифы). В Нюрольском бассейне Западно-Сибирской равнины – табулятово-строматопоративные биогермные массивы, Малоичский риф в пределах верхней половины герасимовской свиты (Большакова, Геккер, Горюнова и др., 1994; Иванова, Бельская и др., 1964; Краснов, Степанов, 1979; Краснов, Степанов, Биджаков, 1980; Краснов, Степанов, Ратанов, 1986; Степанов, 1970; Степанов, Сердюк и др., 1984, 1990; Шаркова, 1980).

Франский век характеризовался аналогичными морскими условиями. Тем не менее, появились существенные отличия, заключающиеся в почти полном прекращении вулканизма в западных районах Западно-Сибирского моря и ослаблении тектонической деятельности. Вулканизм переместился в центральные районы Западно-Сибирского моря, и его активность по сравнению с прежними эпохами была значительно снижена.

В южной части Западно-Сибирского моря снова появилась суша – северная часть Казахстана, но в сравнении с прежними эпохами занимала меньшие размеры и своей северной частью не выходила за пределы среднего течения р. Иртыш. Возможно, значительно уменьшилась в размерах Ангарида. Ее западная часть ушла из пределов Западно-Сибирского моря, она отступила в районы современных долин рек Подкаменная Тунгуска и Ангара. Наряду с новым расширением материка Казахстана в центральной части Западно-Сибирского моря появились суши – Иртышско-Вахская и Приобская. Все это может свидетельствовать об обмелении огромного морского бассейна. Уменьшилась географическая дифференциация палео-

ландшафтов. Их во фране насчитывается 15 (рис. 3).

Приуральский палеоландшафт сохранил свои очертания от предшествующих веков, тем не менее, его размеры несколько увеличились. Характерной его особенностью было резкое преобладание накоплений терригенных осадков. Известковые илы составляли не более 20% и лишь 2% пришлось на лавы андезитового состава. В акватории расселялись малочисленные толстостенные брахиоподы и фораминиферы, жившие в условиях активной гидродинамической обстановки. Рельеф морского дна был, скорее всего, полого волнистым, а глубины колебались в пределах 10–20 м. Соленость морских вод была близка к нормальной, но подвергалась опреснению паводковыми и, возможно, подземными водами. Видимо, поэтому Приуральский палеоландшафт был столь бедно заселенным. Среди фораминифер обитали: *Archaeosphaera magna* Sul., *Parathuramina* sp., *Nanicella uralica* Tchuv., *Tikhinella multiformis* (Lip.); из брахиопод известны *Cyrtospirifer conoideus* (Roem.).

Акватория Восточно-Уральского палеоландшафта располагалась восточнее возвышенности, разделявшей Приуральский и Восточно-Уральский палеоландшафты. Здесь формировались алевроитово-известковые осадки. Сведения об обитателях этого палеоландшафта бедны, но по данным бурения глубоких скважин можно сделать предположение, что здесь широко были распространены фораминиферы, ветвистые строматопораты и табуляты, брахиоподы и водоросли. Осадконакопление проходило в спокойных гидродинамических условиях, удаленных от областей сноса, поставлявших грубый терригенный материал, как это было в Приуральском палеоландшафте. Нельзя не обратить внимание на мелководность бассейна (до 60 м), удовлетворительную аэрацию вод и спокойное осаждение осадков, образующих тонкую горизонтальную слоистость. Здесь обитали фораминиферы *Parathuraminites obnata* (Tchuv.), P. sp., *Parathuramina brevirostrata* Reitl., *Irregularina karlensis* Viss., *Uralinella bicamerata* E. Byk., *Radiosphaera basilica* Reitl., *Vicinesphaera squalida* Antrop., *Bisphaera elegans* Viss., *Baituganella ferganensis* Pojark., строматопораты *Amphipora* cf. *laxeperforata* Lec. и др., тентакулиты *Viriattellina devoniana* G. Ljasch., табуляты *Crassialveolites* ex gr. *parvus* (Lec.), *Alveolitella* sp.

Акватория Кустанайско-Тюменского палеоландшафта простиралась с юго-запада на северо-восток узкой полосой, расширяющейся в средней части. Она была расположена восточнее Восточно-Уральского палеоландшафта. В субстрате здесь преобладали доломитовые и мергелистые осадки. Известковые илы составляли не более 10%. Характер осадка указывает на аридный кли-

мат и мелководность морского бассейна с умеренной аэрацией и теплопроводностью. Из беспозвоночных здесь обитали фораминиферы и брахиоподы, что указывает на широкие связи Восточно-Уральского и Кустанайско-Тюменского палеоландшафтов, несмотря на расположение между ними узкого невысокого острова, линейно вытянутого с юго-запада на северо-восток (рис. 3). Географическое расположение акватории между Восточно-Уральским палеоландшафтом и материком Казахстана, ограничивавшего палеоландшафт с юго-востока и морским Салымским палеоландшафтом с интенсивной вулканической деятельностью с востока, возможно, предопределило особенности известково-мергельно-доломитового осадконакопления, что в какой-то степени свидетельствует о несколько повышенной солености морских вод, в которые проникли редкие представители фораминифер и брахиопод.

Обращает на себя внимание важная особенность в распределении биоразнообразия бентосных организмов в трех западных палеоландшафтах (Приуральском, Восточно-Уральском и Кустанайско-Тюменском) Западно-Сибирского моря и расположенного западнее Уральского моря. В первых трех палеоландшафтах известно всего около десятка видов фораминифер, единичные брахиоподы, табуляты, тентакулиты, а в Уральском море установлено более 30 видов (Чувашов, 1968; Задорожный, 1987), десятки видов ругоз (Сошкина, 1949; Спасский, 1977), брахиопод (Девон Западного Приуралья, 1952 и др.), много других групп организмов.

Акватория Салымского палеоландшафта с запада была ограничена Кустанайско-Тюменским палеоландшафтом, а с юго-запада – материком Казахстана. В северо-восточной части к нему примыкала Приобская возвышенность, с юго-восточной – Чарышская возвышенность, а в крайней юго-восточной части – Тевризский палеоландшафт (рис. 3). Для этой акватории была характерна активная вулканическая деятельность, выражавшаяся в подводных излияниях лав среднего состава и в распространении среди осадков туфового материала того же состава на фоне морского накопления известковых, мергелистых илов и алевритов. Акватория отличалась резко активной тектонической деятельностью, что, возможно, было связано с близким расположением материка Казахстана, а также Приобской и Иртышско-Вахской возвышенностей. Формирование алевритовых осадков, очевидно, также имело связь с близостью расположения этих возвышенностей. Все это оказало значительное влияние не только на мелководность морского бассейна, но и на активную гидродинамику, сильную замутненность вод, ослаблявшую проникновение света в водную толщу. Свет не всегда достигал дна. Соленость была меньшей, чем в соседних ак-

ваториях, что в совокупности с другими экологическими факторами создавало неблагоприятные условия для расселения типично морских бентосных организмов. Только в северной части акватории этого палеоландшафта обитали малочисленные фораминиферы – *Cribrosphaeroides* sp., *Tscherdynczevella* sp. и водоросли – *Girvanella* sp. (Бочкарев, Погорелов, 1973).

Акватория Тевризского палеоландшафта располагалась юго-восточнее Салымского. Близость к нему с запада Казахстана, на севере – Иртышско-Вахской возвышенности, а с северо-запада – акватории Салымского палеоландшафта (рис. 3) предопределили алеврито-песчаный состав осадков. По существу, это был мелководный морской бассейн с терригенным осадконакоплением, компенсирующим прогибание бассейна за счет сравнительно умеренного сноса терригенного материала. Характерны слабоопресненные воды с температурой не менее 18–20°C и очень бедное бентосное население, в числе которого были фораминиферы *Nanicella* aff. *rogetta* E. Vuk., *Nodosaria* sp. (Проблемы ярусного расчленения..., 1984), которые, видимо, мигрировали сюда из района Кургана (Богуш, Бочкарев и др., 1975).

Туйско-Барабинский палеоландшафт занимал узкую акваторию – небольшую полосу между Тевризским палеоландшафтом на западе и Нюрольско-Варьеганским на востоке. Он представлял собой, по-видимому, более глубокую часть моря, в которой накапливались кремнистые глинистые илы.

Таким образом, с запада на восток прослеживается постепенное изменение осадков от известково-мергелисто-песчаных с активным проявлением лав среднего состава в Салымском районе к терригенному накоплению осадков в акватории Тевризского палеоландшафта, а затем к тонким глинистым кремнистым образованиям в Туйско-Барабинском палеоландшафте. Это был узкий, сравнительно глубоководный желоб между двумя разломами в земной коре, представлявший собой, возможно, “зарождающийся океан”. В какой-то степени об этом могли бы свидетельствовать радиолярии, обитавшие в циркуляциях вод, располагавшихся обычно в глубоководных акваториях. Однако этому противоречат находки в Барабинской опорной скважине в шоколадно-коричневых аргиллитах миоспор *Zonotriletes acicularis* Andr., *Z. maculatus* Andr., *Z. argutalus* Andr., *Z. armigerus* Andr., *Z. alloplectus* Andr. (Осыко, 1958). Возможно, эти миоспоры привнесены с континента. Во всяком случае, проблема возникновения здесь “зарождающегося океана” нуждается в дополнительном изучении, тем более, что в Барабинской опорной скважине были вскрыты упомянутые аргиллиты. На Верхне-Демьяновской площади известны фораминиферы *Parathuramina*

dagmarae Sul., *P. paulis* (E. Byk.), *P. cf. subvesta* E. Byk., *Cribrosphaeroides* sp., *Archaelagena mirabilis* Pojark., *A. shesmae* Antrop., *Neoarchaesphaera polypora* (Antrop.), *N. radiata* M. Maclay, *N. aff. magna* (Sul.) (Богуш, Бочкарев и др., 1975). Однако необходимо заметить, что некоторые из перечисленных видов имеют широкий временной интервал распространения – от живетского до фаменского включительно. Фораминиферы являются важным индикатором глубины бассейна. Такие, как *Parathurammia paulis* (E. Byk.) и другие обитают на глубинах до 10 м (Поярков, 1969, 1979).

Акватория Нюрольско-Варьганского палеоландшафта располагалась узкой полосой с юга на север и была ограничена с запада Туйско-Барбинским палеоландшафтом, Иртышско-Вахской возвышенностью, а с востока – Никольским палеоландшафтом. Он подразделен на два палеоландшафтных района – Нюрольский и Варьганский.

Нюрольский палеоландшафтный район занимал южную часть акватории и протягивался узкой полосой, несколько расширяясь на юге. Главной его особенностью являлось преимущественное накопление известковых илов. Среди морских обитателей следует отметить фораминифер, строматопорат, табулят (ветвистых и массивных), тентакулитов, брахиопод, конодонтов. Из фораминифер обитали *Salpingothurammia* sp., *Neoarchaesphaera polypora* (Antrop.), *Eonodosaria evlanensis* Lip., *Multiseptida corallina* E. Byk., *Archaesphaera minima* Sul., *A. suleimanovi* Bog. et Juf., *A. crassa* Lip. и др., из строматопорат – *Stachyodes singularis* Yavor., *Amphipora laxeperforata* Lec., из табулят – *Emmonsia aspera* Yanet., *Thamnopora boloniensis* (Goss.), *T. polyforata* (Schloth.), *Gracilopora vermiculata* (Mc' Coy), *Crassialveolites domrachevi* (Sok.), *Trypanopora* sp.; из тентакулитов – *Homoctenus kikinensis* G. Ljasch., *Styliolina devoniana* G. Ljash.; из конодонтов – *Polygnathus xylus* Stauffer, *P. decorosus* Stauffer., *P. asymmetricus ovalis* Ziegler et Klapper, *P. dubius* Hinde, *P. cf. normalis* Branson et Mehl, *P. communis communis* Branson et Mehl, *Icriodus difficilis* Lieqler, Klappen et John; *I. alternatus* Branson et Mehl, *I. brevis* Stauffer, *Ancyrodella rotundiloba bindosa* Uyeno, *Palmatolepis hassi* Müller et Müller, *P. subrecta millerex* Young., *P. foliacea* Young., *Ancyrognathus triangularis* Young. В пелагиали обитали хитинозои, кальцисфериды, акритархи. Из водорослей расселились *Renalcis devonicus* Johnson, *Shuguria flabeliformis* Antr., *Izhella nubiformis* Antr., *Rectagulina tortuosa* (Antr.), *Epiphyton buldyricum* Antr., *Kamaena cf. tatarstanica* (Antrop.), *Kamaena* sp., *Girvanella ducii* Wether, *G. problematica* Nich., *Rothpletzella devonica* (Masl.), *Polyderma chovanensis* Reittl., из харофит – *Umbella bella* Masl., *Quasiumbella nana* (Reittl.) и др. (Палеозой юго-востока..., 1984; Чувашов, Юфев и др., 1985; Задорожный, 1987; Стратиграфия палеозойских отложений..., 1990). Хитинозои,

кальцисфериды и акритархи, обитавшие в пелагиали, служили пищей для бентосных беспозвоночных.

Тонкая параллельная слоистость известковых илов субстрата указывает на спокойную гидродинамическую обстановку. В илистых грунтах обитали илороющие организмы, пронизывавшие осадки перпендикулярно и косо напластованию в разных направлениях. Это, а также преобладание ветвистых строматопорат и табулят, подтверждают вывод о спокойной гидродинамике. Глубины морского бассейна колебались в пределах первых десятков метров и, возможно, достигали 60–80 м. Соленость морской воды, очевидно, была нормальной, о чем свидетельствует присутствие большого количества стеногалинных организмов – строматопорат и табулят. Аналогичные условия во фране были и в Уральском море (Чувашов, 1963).

Варьганский палеоландшафтный район был расположен севернее Нюрольского. Его акватория также была вытянута узкой полосой с юга на север. С востока этот район был ограничен Никольским палеоландшафтом. В составе морских осадков преобладали известковые илы и мелкозернистые пески. В северной части этого района с запада примыкала Приобская возвышенность с увалистым, низко возвышенным рельефом, с которого происходил пассивный снос терригенного материала. Формировались немногочисленные рифогенные водорослевые постройки, ставшие как бы северным продолжением цели рифов, располагавшихся в Нюрольском районе. Гидродинамический режим, возможно, был более активным, морские воды имели нормальную соленость, хотя с Обской возвышенности в узкую зону этого палеоландшафтного района поступали пресные воды. Возможно, это и повлияло на бедность животного и растительного населения, из которого известны лишь такие, как фораминиферы. Здесь жили *Parathurammia* sp. и *Cribrosphaeroides* sp. Глубина бассейна не превышала 60 м.

Никольский палеоландшафт расположен сравнительно широкой полосой восточнее Нюрольско-Варьганского палеоландшафта и подразделен на два палеоландшафтных района – Вахский и Тымский. Вахский район примыкал к акватории Нюрольско-Варьганского ландшафта. Наиболее характерной чертой его являлось накопление глин и на фоне этого – излияния диабазных лав. По-видимому, это была наиболее глубокая часть Западно-Сибирского моря. Сведения об обитавших здесь организмах пока отсутствуют, поэтому сделать выводы о температуре и солености морской воды пока не представляется возможным. Можно лишь предположить, что температура вод здесь была близкой к той, которая была характерна для Нюрольско-Варьган-

ского палеоландшафта. Акватория Тымского палеоландшафтного района на востоке имеет пока условную границу с Вахским районом, на юго-востоке она была ограничена Колывань-Томским палеоландшафтом. Отличие Тымского района от Вахского заключалось в накоплении главным образом известковых илов, глин и алевроитов. Эффузивная деятельность отсутствовала. В южной части обитали фораминиферы, тентакулиты, остракоды и конодонты. Фораминиферы были представлены *Parathurammina crassitheca* Antrop., *Cribrosphaeroides aff. ovalis* Pojark., *Neoarchaesphaera polypora* (Antrop.) (Проблемы ярусного расчленения..., 1984; Богуш, Бочкарев и др., 1975); тентакулиты – *Homoctenus acutus* Ljasch., *Crassilina timanica* Ljasch., *Viriatella elongata* Ljasch., *Styliolina gassanovae* Ljasch., *S. domaniceuse* Ljasch. (Мерецкая, 1993); остракоды – *Famenella kairovensis* Rozhd., *Eonodosaria evlanensis* Lip. и др. (Савина, 1993); конодонты – *Lolygnathus asymmetricus ovalis* Zieg. et Klar., *P. dubius* Hinde., *P. cf. latifossatus* Wirth., *Ancyrognathus triangularis* Young. и др. Глубины бассейна могли достигать 60 м (Поярков, 1969). Гидродинамический режим был более спокойным по сравнению с Вахским районом. Об этом свидетельствует тонкая ненарушенная горизонтальная слоистость осадков. Температура вод составляла не менее 18–20°C.

Колывань-Томский палеоландшафт охватывал акваторию юго-восточнее Тымского палеоландшафтного района. В составе осадков преобладали известковые илы, а в Горловском прогибе значительную часть составляли пески и алевроиты. В придонных слоях обитали фораминиферы, строматопораты, табуляты, ругозы, мшанки, брахиоподы, водоросли, а в районе Горловского прогиба – брахиоподы. Из фораминифер характерными видами были *Salpingothurammina tuberculata* (Lip.), *Suleimanovella paulis* (E. Byk.), *S. suleimanovi* (Lip.), *Bisphaera malevkensis* Bir., *Paratikhinella cannula* E. Byk., *Nanicella bella* E. Byk., *N. porrecta* E. Byk., *N. tchernyshevae* Lip., *Tikhinella multiformis* (Lip.), *Eotuberitina crassa* Pojark., *Neoarchaesphaera polypora* (Antrop.), *Eonodosaria evlanensis* Lip., *Eogeinitzina devonica* Lip. (Задорожный, 1987); из строматопорат – *Amphipora* sp.; из табулят – *Thamnopora boloniensis* (Goss.), *Alveolites suborbicularis* Lam., *Crassialveolites obtortus* (Lec.), *Thecostegites bouchardi* (Mich.); из ругоз – *Peneckiella isylica* Bilv., *Megaphyllum bulvankeri* Soshk. и др. (Иваня, 1965); из мшанок – *Amplexopora kisilschinica* Nekh.; из брахиопод – *Anathyris ussovi* Khalf., *A. phalaena* Khalf., *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.), *C. achmet* Nal., *Stropheodonta fischeri* (Vern.), *Schelwienella umbraculum* (Schloth.), *Productella subaculeata* (Murch.), *Lamellispirifer ales* Khalf., *Mucrospirifer mesocostalis* (Hall.) (Ржонницкая, 1968, 1975; Типовые разрезы..., 1992). Бассейн был неглубоким, если иметь в виду оби-

тание соответствующих групп фораминифер и табулят (Дубатов, 1982; Поярков, 1969; Чувашов, 1963). Гидродинамика была умеренно активной, местами активной. Температура воды составляла не менее 18–20°C.

Алтайский палеоландшафт занимал небольшую площадь. Его акватория включала современные Уйменско-Лебедский прогиб, юго-восток Алтая (Кош-Агачский район) и Рудный Алтай. В составе осадков преобладали карбонатно-терригенные и терригенно-карбонатные. Более всего это было характерно для юго-восточного Алтая. Рельеф дна был, по-видимому, полого волнистым. В Рудном Алтае к терригенным разностям осадков добавились кислые лавы, их туфы и туффиты. Акватория Алтайского палеоландшафта отличалась активным тектоническим развитием, интенсивной гидродинамикой, умеренной температурой вод, мелководьем. Глубина бассейна колебалась от 10 до 20 м, но местами достигала 50–60 м. Проникновение света к придонной зоне обитания бентосных организмов было вполне достаточным, чтобы образовывались богатые сообщества организмов. Наибольшее разнообразие морского населения было характерно для северо-западной части моря. В акваториях современного Рудного Алтая образовывались многочисленные коралловые луга, давшие основу для формирования биогермных массивов и рифов.

Из фораминифер здесь обитали *Nanicella* sp., *Bisphaera cf. elegans* Viss., *Tikhinella* sp., *Neoarchaesphaera aff. polypora* (Antrop.), *Suleimanovella suleimanovi* (Lip.) (определения В.М. Задорожного); из строматопорат – *Stachyodes* sp., *Stromatoporella izylensis* Yavor. (определение В.Г. Хромых). Табуляты были более многочисленны и разнообразны. Здесь обитали два видовых комплекса – раннефранский (гериховский), представленный видами *Pachyfavosites postremus* Dubat., *Thamnopora reticulata* (Blainv.), *Crassialveolites domrachevi* (Sok.), *C. grandis* Dubat., *Alveolites complanata* Lec. Второй – средне-позднефранский (николаевский) с видами *Thamnopora cervicornis* (Blainv.), *Cladopora gracilis* Salee sensu Lec., *Trachypora* sp., *Coenites* sp., *Alveolites spasskyi* Dubat., *Crassialveolites domrachevi* (Sok.), *Alveolitella ex gr. subaequalis* (M.-Edw. et H.). Более разнообразное видовое сообщество кораллов установлено В.А. Желтоноговой (Чекалин, Желтоногова, 1985) в акватории, располагавшейся в районе современного г. Рубцовска, где наряду с уже указанными видами жили табуляты: *Mesolites squamatus* (Dubat.), *Thamnopora boloniensis* (Goss.), *T. strelinaensis* Dubat., *T. patula* Tchud., *Gracilopora vermiculata* (Mc' Coy), *Scoliopora denticulata* (M.-Edw. et H.), *Mastopora compacta* (Tchern.), ругозы – *Hexagonaria arctica* (Meek.), *Macgea multizonata* C. Reed, *M. pulchra* Spass., *Tabulophyllum macconelli* Hall et Whit. и др. Здесь также были распространены брахиоподы

родов *Gypidula*, *Euryspirifer*, *Mucrospirifer*, *Schizophoria*, *Spinatrypa*, *Desquamatia*, *Adolfia*. В пелагиали обитали аммоноидеи *Ponticeras*, *Triainoceras*, *Manticoceras* и др. (Богословский, 1958).

Среди ругоз выявлены: раннефранский (гериховский) – *Neostriphophyllum modicum* (Smith), *Macgeea solitaria* (M.-Edw. et H.), *M. multizonata* (Reed), *M. pulchra* Spass., *Megaphyllum longisepatum* Ivania, *Phillipsastraea thomasi* (Stein.); среднепозднефранский (раздольнинский и николаевский) – *Nicholsoniella baschkirica* Soshk., *Tabulophyllum gorskii* Bulv., *Neostriphophyllum modicum* (Smith), *Thamnophyllum virgatum* (Soshk.), *Macgeea multizonata* (Reed), *Phillipsastraea filata* (Schloth.) (Спасский, 1960).

Брахиоподы были более разнообразны, чем табуляты и ругозы. В западной части Алтайского моря обитало 29 видов, из которых 11 распространены в раннем фране и 20 видов – в среднем и позднем фране (Бубличенко, 1974). Наиболее многочисленными и широко распространенными из них были: *Schizophoria septentrionalis* (Eichw.), *Gypidula cassidea* (Phill.), *Productella productoides* (Murch.), *Hypothyridina emmonsi* (Hall et Whit.), *Parapugna altaicus* (Eichw.), *Spinatrypa tubaecostata* (Paeck.), *Desquamatia parazonata* (Kelus), *Adolfia laevigata* (Roem.), *Cyrtina triquetra* Hall (ранний фран), *Nimphorhynchia* aff. *nympha* (Barr.), *Hypothyridina venustula* (Hall), *Spinatrypa comitata* Copp. и др. (средний и поздний фран). Из криноидей следует отметить раннефранский комплекс: *Trigonocyclis* sp., *Hexacrinites kartsevae* Yelt. et Dubat., *H. argutus* (Yelt.), *Anthinocrinus* sp. (определение Ю.А. Дубатовой и Е.В. Зиневич). Позднефранский комплекс криноидей значительно отличался от раннефранского и был представлен видами *Lissocrinus* aff. *insectus* (Yelt.), *Schyschcatocrinus paucus* (J. Dubat.), *Callocrinus multicius* (J. Dubat.) и пятью местными видами (определение Ю.А. Дубатовой).

Особо следует отметить трилобитов и аммоноидей. Из первых: *Scutellum alutaceum* Goldf., *S. longicandatum* Z. Max., *Acanthaloma* (A.) *tenella* Z. Max. (ранний фран), *Scutellum* cf. *orientalis* Z. Max., *Phacops postalacius* Z. Max., *P. aff. pronini* Z. Max. (средний и поздний фран) (Максимова, 1960). Из аммоноидей здесь были распространены представители 21 вида (исключая комплекс фарцицеросового горизонта, который, по новым данным, относится к живетскому веку) родов *Tropoceras*, *Ponticeras*, *Proboloceras*, *Manticoceras*, *Beloceras*, *Devonopronotrites*. Среди них широко географически распространенные во франских морях Евразии, Африки и Северной Америки: *Tropoceras simplex* (Buch), *Manticoceras carinatum* Beyr., *M. intumesens* (Beyr.), *M. sinuosum* (Hall), *M. galeatum* Wdkd., *Beloceras sagittarium* (Sandb.). Не менее важной группой обитателей западной части Ал-

тайского моря (Рудный Алтай) были конодонты. Г.Е. Шинкаревым (устное сообщение) приведен монографически изученный комплекс следующих конодонтов: *Palmatolepis hassi* Mull. et Mull., *Pal. subrecta* Mull. et Young., *Pal. gigas* Mull. et Young., *Polygnathus decorosus* Stauff., *Pol. normalis* Mull. et Young., *Pol. aequalis* Klapp. et Lane, *Ancyrodella nodosa* Ulrich. et Bassl., *A. lobata* Brans. et Mehl, *Icriodus symmetricus* Brans. et Mehl, *Belodella devonica* (Stauff.). Еще более разнообразное сообщество конодонтов установлено в Рубцовском районе (Чекалин, Желтоногова, 1985).

На востоке Алтайского моря (горно-алтайская часть) бентосное население было однообразнее. Известно лишь небольшое количество видов ругоз – *Marisastrum sedgwicki* (M.-Edw. et H.), *M. carinata* (Bulv.) и др., больше было брахиопод – *Stropheodonta interstitialis* (Phill.), *Douvillina cayuta* Hall, *Plicochonetes nanus* (Vern.), *Productella subaculeata* (Murch.), *Mucrospirifer mesocostalis* (Hall), *Cyrtospirifer achmet* Nal., *C. scheloncus* Nal. var. *tenticuliformis* Ržon., *Atrypa waterloensis* Webst., *A. uralica* Nal., *Retzia tschernyschewi* Peetz, *Athyris concentrica* Buch., *Anathyris phalaena* (Phill.), *A. peetzi* Khalf. (Биостратиграфия палеозоя..., 1960). Из мшанок были распространены *Fistulipora intermedia* Nekh., *Fenestella maxima* Krasn., *F. elongata* Krasn., *F. pioneri* Krasn., *Semicoscium subquadratum* Krasn., *Reteporida stellata* Krasn., *R. nataliae* Krasn., *R. carinata* Krasn., *Lioclema incrustans* Nakh., *L. polenovi* Nekh., *L. editum* Moroz., *L. vassinense* Moroz., *L. ramosa* Nekh., *Hemitrypa bugusunica* Nekh., *H. tubulosa* Nekh., *Saffordotaxis multispinata* Moroz., *Fistuliramus changi* (Yang.), *Semicoscium angerlyki* Nekh., *S. delicatum* Krasn., *S. subquadratum* Krasn. (Волкова, 1974).

С Минусинской низменной равнины, окружающей с востока Алтайское море, ветрами и водными потоками, возможно, привносились миоспоры, среди которых присутствовали *Archaeozonotrites plicatus* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. confusus* Naum. var. *medius* Tschibr., *Hymenozonotrites limplices* Naum., *Lophozonotrites crassatus* Naum. и др. (Решения..., 1982). Водоросли были представлены родами *Izhella* и *Renalcis* (определения В.А. Лучининой).

Итак, во франском веке Алтайское море характеризовалось весьма разнообразным населением как в придонной части, так и в пелагиали. Оно имело обширные связи с морями, располагавшимися на территориях современных Евразии, и, по-видимому, Северной Америки. Большое разнообразие беспозвоночных, среди которых было много космополитных видов, подтверждает это. Имеющиеся данные как по характеру осадков, так и по присутствию теплолюбивых организмов свидетельствуют о принадлежности Алтайского моря к субтропическому географическому поясу.

Таймырский палеоландшафт во франском веке значительно расширил свою акваторию за счет Ямало-Гыданского палеоландшафта, существовавшего в живетском веке. Главнейшей его особенностью являлось накопление известковых, глинисто-известковых и алевроито-известковых илов в условиях спокойных гидродинамической и тектонической обстановок. Возможно, осадконакопление произошло при пассивном тектоническом платформенном режиме. Основанием этому выводу служат тонкогоризонтальная слоистость осадков, редко нарушенная последующими тектоническими подвижками, сравнительно малые мощности. Глинистые в алевроитовые известковые илы более всего были свойственны западной части палеоландшафта (современные полуострова Ямал и Гыдан).

Из бентосных организмов довольно многочисленными были ветвистые строматопораты *Amphipora ramosa* Phil., табуляты – *Thamnopora* sp., *Syringopora* sp., *Pachyfavosites* sp.; брахиоподы – *Adolfispirifer jeremejevi* (Tschern.), *Chonetipustula petini* Nal., *Desquamatia tenuisulcata* Wen., *D. alicola* Frech, *Calvinaria taimyrica* Nal., *Cyrtospirifer ex gr. disjunctus* Sow., *Productella subaculeata* (Murch.), *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll); бивальвии, мшанки и остракоды *Leperditia nalivkini* Lakk., образовавшие остракодовые банки-ракушники. В пелагиали обитали аммоноидеи – *Manticoceras* sp., *Tomoceras* sp., (Решения..., 1982; Беззубцев, 1989; Матухин, 1991).

Глубина морского бассейна колебалась от 10 до 100 м. Соленость была нормальная. Прозрачность вод обусловила хорошую освещенность придонных вод, весьма благоприятную для обитания морских организмов.

Средне-Сибирский палеоландшафт располагался в северо-западной части Сибирской платформы и представлял собой неглубокое море (до первых десятков метров), в котором шло накопление известковых, глинисто-известковых, доломитовых илов, а также сульфатов (Матухин, Соколов, 1991). Характер осадков значительно отличал Средне-Сибирский палеоландшафт от Западно-Сибирских и Таймырского палеоландшафтов, подчеркивая резко аридные условия осадконакопления. В юго-западной части палеоландшафта формировались преимущественно терригенные разности – глины, алевроиты и полимиктовые пески. В большей части акватории жили фораминиферы, мшанки, брахиоподы, остракоды и позвоночные (рыбы), а в юго-западной части обитали мшанки, брахиоподы, криноидеи и позвоночные. Из фораминифер – *Moravamina* cf. *fragilis* E. Byk., *M. segmentata* Pok., *M. (Nodozinella)* aff. *tatarstanica* Antrop., *M. (Litya)* *sizranensis* E. Byk., *Evlania prava* Tchuv., *E. camerata* Tchuv., *Vicinesphaera* cf. *squalida* Antrop.; из брахиопод – *Chonetipustula* aff. *petini*

Nal., *Productella* sp., *Spinatrypa* ex gr. *aspera* (Schloth.), *S. imangdini* Kryl., *Pugnax plicatus* Kryl., *P. menneri* Kryl., *Adolfispirifer jeremejevi* (Tschern.), *Streptorhynchus devonicus* Orb. и др.; из остракод – *Moelleritia crassa* Abusch., *M. tenue* Abusch., *Knexiella* aff. *ichimensis* Pol., *Bairdia fabaeformis* Pol.; из конодонтов – *Polygnathus decorosus* Stauff., *P. lanei* Kuzmin, *P. alatus* Huddle, *P. webbi* Stauff.; из позвоночных – *Grossilepis* sp., *Bothriolepis* sp.; из харовых водорослей – *Umbella bella* Masl., *U. bykovae* Reitl., *U. baschkinica* E. Byk. Известны сведения об обитании голотурий, синезеленых водорослей, гирванелл и др. (Матухин, 1991; Матухин, Меннер и др., 1995).

Это богатое сообщество видов характеризует нормальную соленость вод, их чистоту и прозрачность, небольшие глубины (обычно до 10–20 м), мягкий субстрат, спокойную гидродинамику. Осаждение осадков происходило при пассивном тектоническом режиме.

На материках Казахстана и Ангариды, в основном, шло пассивное разрушение кремнистых сланцев в условиях низкой денудационной равнины. Очевидно, это в какой-то степени и обусловило характер морских осадков, в которых глинистые и глинисто-карбонатные составляющие играли важную роль. На островах, разделявших Приуральский и Восточно-Уральский палеоландшафты, а также Восточно-Уральский и Кустанайско-Тюменский палеоландшафты, размывались известковые песчаники и кремнистые филлитовидные сланцы. Наиболее интенсивно этот размыв происходил на западной части склона острова, прилегавшего с востока к Приуральскому палеоландшафту, что и обусловило формирование в нем, в том числе, терригенных образований – от глин до гравия до галечников. С восточной стороны острова процесс разрушения был менее интенсивным, и в пределах Восточно-Уральского палеоландшафта накапливались, наряду с известковыми илами, алевроитовые, известковые и песчаные известковые образования.

Острова представляли собой возвышенность со сравнительно пологим рельефом, в пределах Приобской возвышенности шло умеренное разрушение глинисто-известняковых метаморфизованных кремнистых сланцев, кристаллических пород различного состава в условиях сглаженного неконтрастного рельефа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ данных о морских палеоландшафтах с эйфельском, живетском и франском веках Сибири позволяет сделать следующие выводы:

1. Палеоландшафты среднего и позднего девона, также как и в раннем девоне (Дубатов, Краснов, 1993. 1998), характеризовались значи-

тельной дифференциацией условий осадконакопления, зависящих от их географического положения, характера тектонических движений и интенсивности излияний магматических лав, условий обитания организмов.

2. Биоразнообразие бентосного населения в сибирских морях было различным. Самые разнообразные видовые сообщества на протяжении всего среднего девона и франского века позднего девона обитали в морях Алтае-Саянской провинции. В Западно-Сибирском море наибольшее видовое разнообразие было характерно для Нюрольско-Варьеганского и Колывань-Томского палеоландшафтов, в то время как остальные акватории были населены весьма слабо. Во времени видовое разнообразие тоже изменялось. Более всего это относится к сообществам эйфельского века. В живетский век таксономическое разнообразие бентосного населения, особенно строматопорат, табулят, мшанок несколько уменьшилось, хотя в количественном отношении оставалось многочисленным. Во франском веке оно продолжало уменьшаться. Важно подчеркнуть наиболее существенные постепенные изменения ассоциаций фораминифер и их увеличение от эйфельского века к франскому. Водоросли были широко распространены во многих палеоландшафтах, но наивысшего развития достигли во франский век в Нюрольско-Варьеганском, Средне-Сибирском и Колывань-Томском палеоландшафтах.

3. Как и в раннем девоне, все акватории сибирских морей располагались в субтропическом поясе, характеризовавшимся аридным климатом. Особенно резко он проявился в северо-западной части Сибирской платформы и на Таймыре (Средне-Сибирское и Таймырское море), о чем свидетельствует накопление красноцветных осадков и солей. Это подтверждается и данными распространения наземной кустарниково-древовидной растительности (архиоптериков и других групп), широко распространенной не только в перечисленных районах, но и на территории, расположенной широкой полосой от острова Элмира, Аляски, штата Оклахома США до острова Шпицберген и далее через Казахстан до Китая включительно, захватывая Алтае-Саянскую область (Снигиревская, 1988; Надлер, Кузнецова, 1995), где также проявилось накопление красноцветных осадков в условиях высыхающих озер и рек на аллювиальной равнине и формирование, особенно с живетского века, залежей гипса. К этому же субтропическому поясу приурочены и широко распространенные в морях биогермные массивы и рифы. Тропический пояс протягивался параллельно по Западному Уралу; еще западнее располагался другой субтропический пояс (Европа, Апалачи Северной Америки), где широко развиты коралловые рифы (Lecompte, 1970; Burchette,

1981; Pajchlowa, Stasinska, 1965; Oliver, Pedder, 1979; Tsien, 1974, 1980).

4. Важнейшей особенностью сибирских морей была дифференциация в проявлениях тектонического режима и вулканизма. В эйфельский век более активной тектонической обстановкой продолжала оставаться в западной части Западно-Сибирского моря. Свидетельством этому является узколинейная субмеридиональная направленность ландшафтов и ландшафтных районов и интенсивные подводные излияния лав основного и среднего состава. Вулканическая деятельность проявилась также на юге Западно-Сибирского и в Салаирском морях излияниями лав преимущественно кислого состава. В живетский век в западных районах Западно-Сибирского моря вулканическая деятельность значительно ослабла и переместилась в пределы Салымского палеоландшафта. Во франском веке эффузивная деятельность возобновилась с новой силой не только в западных районах Западно-Сибирского моря, но и в центральных его районах, а также в пределах Ямало-Гыданского и западной части Салайро-Минусинского морей.

5. В сравнении с морями раннего девона отмечается унаследованное развитие мелководных бассейнов с дифференцированным по биоразнообразию населением и усиливаются обширные связи сибирских морей между собой, с соседними и удаленными морями, в том числе с расположенными в пределах Китая и Индокитая (Лю Хун-юн, 1962). Наибольшее разнообразие бентосного населения было характерно для Нюрольско-Варьеганского, Колывань-Томского морей и палеобассейнов, расположенных на территориях современного Салаира, Кузбасса, Алтая.

6. Важнейшей особенностью в развитии рассматриваемых палеоландшафтов была мощная позднеживетская трансгрессия, захватившая огромные пространства Сибири. Особенно широко она проявилась на юго-востоке Алтае-Саянской области (Салаиро-Минусинское море) (Краснов, 1970), на северо-западе Сибирской платформы и на Таймыре. Следует подчеркивать, что различия в бентосном населении сибирских морей свидетельствуют и о дифференциации преобладания трансгрессий, шедших из различных районов. Трансгрессия в Салаиро-Минусинское море распространялась, скорее всего, из палеобассейнов Европы, в Средне-Сибирское и Таймырское море – с северо-востока России.

7. Позднеживетская трансгрессия привела не только к некоторому углублению сибирских морей, за исключением, может быть, центральной части Западно-Сибирского моря, но и резкому уменьшению соленосных накоплений в пределах Средне-Сибирского морского бассейна.

8. Палеоландшафты прибрежных территорий сибирских морей отличались на востоке широким развитием пестроцветных и красноцветных терригенных осадков, накапливавшихся в условиях озерных и аллювиальных равнин, на которых произрастала растительность (Ананьев, 1959).

9. На протяжении всей истории среднего девона заметную роль в распределении палеоландшафтов занимали материк Казахстана, Ангариды и островные суши. Так, в эйфельском веке материк Казахстана унаследовал свое развитие от эмского века и представлял собой холмистую возвышенность с восточной стороны, а с западной и северной – денудационную равнину. Этот материк глубоко вдавался в пределы Западно-Сибирского моря, достигая широты города Ханты-Мансийска. В живетский век этот материк превратился в денудационно-аллювиальную равнину, а во франском веке, когда акватории сибирских морей захватила регрессия, он снова превратился в холмистую возвышенность. Материк Ангариды в эйфельском веке в центральной и западной частях представлял собой денудационную равнину, а на юге – холмистую возвышенность. В живетском веке вся его территория превратилась в денудационную равнину, что связано с процессами опускания земной коры и сопутствующей им позднеживетской морской трансгрессией. Во франском веке материк Ангариды снова превратился в холмистую возвышенность, покрытую древесно-кустарниковой растительностью, на севере и северо-западе граничившую со Средне-Сибирским морем.

10. В сибирских морях широко распространены биогермы, биогермные массивы и рифы, которые протягивались от Салаирско-Минусинского моря в Нюрольско-Варьеганскую и Кольвань-Томскую акватории. Это были небольшие постройки, формировавшиеся в мелководных акваториях. Рифостроящими каркасными организмами были строматопораты, табуляты, ругозы и водоросли (Степанов, Сердюк, Краснов и др., 1990; Краснов, Степанов, Ратанов, 1986). Особенно большую роль в рифообразовании водоросли стали играть в позднем девоне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананьев А.Р. Важнейшие местонахождения девонских флор в Саяно-Алтайской горной области. Томск: изд-во ТГУ, 1959. 89 с.

Беззубцев В.В. Геология Горного Таймыра. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 16 с.

Беспозванных Н.И. Кораллы *Rugosa* среднедевонских отложений Кольвань-Томской складчатой зоны (Обь-Зайсанская складчатая область) // Силурийские и девонские кораллы азиатской части СССР. М.: Наука, 1964. С. 50–78.

Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1960. Т. II. Средний палеозой. 850 с.

Богословский Б.И. Девонские аммоноидеи Рудного Алтая. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 155 с.

Богословский Б.И. Раннедевонские и эйфельские аммоноидеи СССР, объем и зональное расчленение эйфельского яруса // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона. Л.: Наука, 1982. С. 23–26.

Богущ О.И., Бочкарев В.С., Юферев О.В. Палеозой юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1975. 44 с.

Большакова Л.Н., Геккер М.Р., Горюнова Р.В. и др. Палеозойские коралловые рифы на территории России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 46–54.

Бочкарев В.С., Погорелов Б.С. Возраст складчатого фундамента внутренних районов Западно-Сибирской плиты // Сов. геология. 1974. Т. 7. С. 122–129.

Бубличенко Н.Л. Брахиоподы среднего и верхнего девона Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1974. 170 с.

Волкова К.Н. Девонские мшанки Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1974. 182 с.

Грацианова Р.Т., Кульков Н.П. Горный Алтай. Стратиграфия девонских отложений Саяно-Алтайской области // Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1960. Т. II. Средний палеозой. С. 216–229.

Гумерова Н.В. Девонские ругозы Горного Алтая. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук, Томск: ТГУ, 1996. 28 с.

Девон Западного Приуралья. М.–Л.: Гостоптехиздат, 1952. 199 с.

Дубатов В.Н. Табуляты, гелиолитиды и хететиды силура и девона Кузнецкого бассейна. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 298 с.

Дубатов В.Н. Позднесилурийские и девонские табуляты, гелиолитиды и хететиды Кузнецкого бассейна. М.: Наука, 1963. 194 с.

Дубатов В.Н. Зоогеография девонских морей Евразии (по материалам изучения табулят). Новосибирск: Наука, 1972. 128 с.

Дубатов В.Н. Стратиграфическое значение девонских табулят Сибирской платформы // Новое в стратиграфии среднего и верхнего палеозоя. Новосибирск: Наука, 1978. С. 26–31.

Дубатов В.Н. Табуляты как индикаторы глубин в палеобассейнах // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты и биофацции. Новосибирск: Наука, 1982. С. 139–160.

Дубатов В.Н. Палеобиогеография // Фанерозой Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. Т. 1. Венд. Палеозой. С. 125–134.

Дубатов В.Н., Каплун Л.И., Сенкевич М.А. Биогеография Казахстана в девонский период // Палеобиогеографическое районирование и биостратиграфия. Новосибирск: Наука, 1977. С. 64–103.

Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеобиогеография Западно-Сибирского моря в девонский период // Геология и геофизика. 1993. № 4. С. 27–36.

- Дубатов В.Н., Краснов В.И.* Палеоландшафты раннедевонских морей Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С. 95–109.
- Дубатолова Ю.А.* Морские лилии раннего и среднего девона Алтая и Кузбасса. М.: Наука, 1971. 157 с.
- Дубатолова Ю.А.* Об условиях существования криноидей и расселения их в морях девонского периода на территории Алтае-Саянской горной области // Среда и жизнь в геологическом прошлом (поздний докембрий и палеозой Сибири). Новосибирск: Наука, 1973. С. 118–124.
- Дубатолова Ю.А.* Биogeографическая характеристика Алтае-Саянской провинции в раннем и среднем девоне // Палеобиogeографическое районирование и биостратиграфия. Новосибирск: Наука, 1977. С. 40–64.
- Дубатолова Ю.А.* Биостратиграфическая характеристика Алтае-Саянской провинции в раннем и среднем девоне (по материалам изучения криноидей) // Палеобиogeографическое районирование и биостратиграфия. Новосибирск: Наука, 1977. С. 40–64.
- Елкин Е.А.* Стратиграфия морских нижнедевонских и эйфельских отложений Алтае-Саянской складчатой области // Стратиграфия нижнего и среднего девона. Л.: Наука, 1973. Т. II. С. 109–118.
- Елкин Е.А., Бахарев Н.К., Грацианова Р.Т. и др.* Стратиграфические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: карбонатные фации. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 143 с.
- Елкин Е.А., Бахарев Н.К., Грацианова Р.Т. и др.* Стратиграфические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: карбонатные фации. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. 194 с.
- Елкин Е.А., Грацианова Р.Т., Желтоногова В.А. и др.* Основные биостратиграфические рубежи и подразделения нижнего и среднего девона на западе Алтае-Саянской области и их корреляция // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона. Л.: Наука, 1982. С. 65–80.
- Желтоногова В.А., Гутак Л.М., Грацианова Р.Т. и др.* Эйфельский ярус девона Рудного Алтая: биостратиграфия по брахиоподам и кораллам, палеогеографические связи фауны // Геология и геофизика. 1994. № 1. С. 25–33.
- Задорожный В.М.* Фораминиферы и биостратиграфия девона Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Наука, 1987. 121 с.
- Зиневич Е.В.* Криноидеи среднего девона Рудного Алтая. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. 21 с.
- Иваня В.А.* Девонские кораллы Rugosa Саяно-Алтайской горной области. Томск: ТГУ, 1965. 398 с.
- Иваня В.А., Черепнина С.К., Ярошинская А.М.* Кораллы, ругозы и мшанки из нижнего и среднего девона Западной Сибири // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Западной Сибири. Томск: ТГУ, 1974. С. 3–15.
- Иванова Е.А., Бельская Т.Н., Чудинова И.И.* Условия обитания морской фауны силура и девона Кузнецкого, Минусинского и Тувинского бассейнов. М.: Наука, 1964. 224 с.
- Кишечнополостные и брахиоподы живетских отложений Урала. М.: Недра, 1972. 264 с.
- Краснов В.И.* К палеогеографии Алтае-Саянской области в девонский период // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1970. С. 135–154.
- Краснов В.И., Степанов С.А.* О древних рифогенных сооружениях юга Западной Сибири // Тихоокеанский XIV научный конгресс. Комитет В. Твердая оболочка Земли. Секция VIII. Т. 1. Докембрий, палеозой, мезозой. М., 1979. С. 93–94.
- Краснов В.И., Степанов С.А., Биджаков В.И. и др.* Органогенные постройки среднего палеозоя Западной Сибири // Экостратиграфия осадочных бассейнов Сибири. Новосибирск: изд-во СНИИГГиМС, 1980. С. 38–52.
- Краснов В.И., Степанов С.А., Ратанов Л.С.* Рифовые системы среднего палеозоя Сибири // Теория и опыт экостратиграфии. Таллинн: ВАЛГУС, 1986. С. 237–244.
- Крылова А.К., Меннер Вл.Вл.* О возрасте юктинской свиты Сибирской платформы // Палеонтологический сборник. Л.: Гостоптехиздат, 1962. № 3. С. 89–106.
- Куликова В.Ф.* Ранне-среднедевонские двустворчатые моллюски юго-западной окраины Кузнецкого бассейна и их значение для стратиграфии. Л.: ВСЕГЕИ, 1965. 24 с.
- Лю Хун-юн.* Палеогеографический атлас Китая. М.: Изд-во иностранной лит-ры, 1962. 118 с.
- Макаренко С.Н.* Строматопораты и биостратиграфия девона юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. 16 с.
- Максимова З.А.* Девонские и каменноугольные трилобиты Рудного Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 123 с.
- Матухин Р.Г.* Девон и нижний карбон Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 164 с.
- Матухин Р.Г., Соколов П.Н.* Новые данные о солености среднего палеозоя Сибирской платформы // Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск: Наука, 1991. С. 72–83.
- Матухин Р.Г., Меннер В.В., Соколов П.Н., Решетняк Д.Р.* Стратиграфическая основа девонской системы Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1995. 81 с.
- Меннер Вл.Вл.* Девон северо-западной части Сибирской платформы и сопредельных областей. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГРИ, 1972. 29 с.
- Мерецкая Н.М.* Тентакулиты и биостратиграфия девона юго-восточной части Западно-Сибирской равнины. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1993. 22 с.
- Морозова И.П.* Девонские мшанки Минусинских и Кузнецкой котловин. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 205 с.
- Надлер Ю.С., Кузнецова В.Г.* Палеофитологическая характеристика девонских отложений Кузнецкого бассейна и сопредельных регионов // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской области. Новокузнецк: Южсибгеолком, 1995. С. 82–87.
- Осыко Т.И.* Средний палеозой. Барабинская опорная сважина // Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 15–17.

- Палеозой юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1984. 232 с.
- Петросян Н.М.* Значение комплексов растений для расчленения ниже- и средне-девонских отложений некоторых районов СССР // Стратиграфия нижнего и среднего девона. Л.: Наука, 1973. Т. 1. С. 212–217.
- Петросян Н.М.* Значение остатков растений для расчленения среднедевонских отложений СССР // Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М.: Наука, 1983. С. 140–148.
- Поленова Е.Н.* Девонские остракоды Кузнецкого бассейна и Минусинской котловины. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 139 с.
- Поляков Б.В.* Развитие и распространение девонских фораминифер. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1969. 59 с.
- Поляков Б.В.* Биogeография фораминифер девона // Палеобиogeографическое районирование и биостратиграфия. Новосибирск: Наука, 1977. С. 8–28.
- Поляков Б.В.* Развитие и распространение девонских фораминифер. М.: Наука, 1979. 172 с.
- Проблемы ярусного расчленения систем фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1984. 78 с.
- Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Новосибирск, 1979 г. Часть II. Средний и верхний палеозой. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. 129 с.
- Ржонсницкая М.А.* Спирифериды девонских отложений окраин Кузнецкого бассейна. М.: Госгеолиздат, 1952. 231 с.
- Ржонсницкая М.А.* Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Л.: Недра, 1968. 287 с.
- Ржонсницкая М.А.* Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Л.: Недра, 1975. 232 с.
- Ржонсницкая М.А., Гагиев М.Х., Куликова В.Ф. и др.* Граница эйфельского и живетского ярусов на Салаире // Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. М.: Наука, 1985. С. 132–139.
- Савина Н.И.* Девонские остракоды юго-востока Западно-Сибирской плиты и их стратиграфическое значение. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1993. 22 с.
- Сенкевич М.А.* Растения девона Казахстана // Био-стратиграфия нижнего и среднего девона Джунгаро-Балхашской провинции. Новосибирск: Наука, 1991. С. 209–246.
- Снигирева М.А., Шуйский В.П.* Стратиграфическое распределение конодонтов и водорослей в опорном разделе девона по р. Сев. Тышемке // Новые материалы по палеонтологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 155–158.
- Снигиревская Н.С.* Проявление ботанико-географической зональности в позднем девоне // Актуальные вопросы ботаники в СССР. Алма-Ата: Наука, 1988. С. 96–97.
- Соколов Б.С.* Палеонтологические подходы к геологической истории древних бассейнов // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Л.: Наука, 1987. С. 5–15.
- Сошкина Е.Д.* Девонские кораллы Rugosa Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 160 с.
- Спасский Н.Я.* Девонские четырехлучевые кораллы Рудного Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 143 с.
- Спасский Н.Я.* Девонские ругозы СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. 344 с.
- Степанов С.А.* О рифовых фациях девона Салаира и Горного Алтая // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1970. С. 155–159.
- Степанов С.А.* Фитостратиграфия опорных разрезов девона окраин Кузбасса. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1975. 150 с.
- Степанов С.А., Миронова Н.В., Асташкина В.Ф. и др.* Девонские отложения окрестностей с. Сибирячихи (бассейн р. Ануя, Горный Алтай) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1972. С. 93–103.
- Степанов С.А., Сердюк З.Я., Краснов В.И. и др.* Мало-ичский риф Нюрольской карбонатной платформы (Девон Западной Сибири) // Палеogeоморфология Западной Сибири в фанерозое. Тюмень, 1984. С. 42–50.
- Степанов С.А., Сердюк З.Я., Краснов В.И. и др.* рифовые фации палеозоя на Верх-Тарской площади (юго-восток Западно-Сибирской равнины) // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. С. 46–56.
- Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1990. 80 с.
- Типовые разрезы пограничных отложений среднего и верхнего девона, франского и фаменского ярусов окраин Кузнецкого бассейна. (Материалы V выездной сессии комиссии МСК по девонской системе, Кузбасс; 16–29 июля 1991 г.). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1992. 136 с.
- Чекалин В.М., Желтоногова В.А.* Стратиграфия девонских отложений Рубцовского рудного района (Рудный Алтай) // Биостратиграфия палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 141–161.
- Черепнина С.К.* Новые виды среднедевонских ругоз Горного Алтая. Томск: ТГУ, 1967. С. 168–175.
- Черепнина С.К.* Нижнедевонские и эйфельские ругозы Ануйско-Чуйского прогиба (Горный Алтай): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск: ТГУ, 1969. 17 с.
- Чувашов Б.И.* К экологии позднефранских фораминифер и водорослей // Палеонтологический журнал. 1963. № 3. С. 3–9.
- Чувашов Б.И.* История развития и биомическая характеристика позднедевонского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. М.: Наука, 1968. 132 с.
- Чувашов Б.И., Юферев О.В., Лучинина В.А.* Водоросли среднего и верхнего девона Западной Сибири и Урала // Биостратиграфия палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 72–99.
- Чудинова И.И.* Табуляты нижнего и среднего девона Кузнецкого бассейна. М.: Наука, 1964. 82 с.
- Шаркова Т.Т.* Рифогенные постройки раннего девона Южной Монголии // Кораллы и рифа фанерозоя СССР. М.: Наука, 1980. С. 92–98.

Burchette T.P. European devonian Reefs: a review of current concepts and models // Soc. Economic. Paleontol. et Mineral., Special Publication. 1981. № 30. P. 85–142.

Lecompte M. Die Riffe im Devon der Ardenn und ihre Bildungsbedingungen // Geol. und Paleontologica. Marburg. 1970. № 4. S. 25–71.

Oliver W.A.Tr., Pedder A.E.H. Biogeography of Late Silurian and Devonian Rugosa Corals in North America // Historical biogeography, Plate tectonics and the Changing environment. Oregon State University Press, 1979. P. 131–145.

Pajchlowa M., Stasinska A. Formations recifales du Devonien des monts de Sainte-croix (Pologne) // Acta palaeontol. polon. 1965. V. X. № 2. P. 249–260.

Senkevich M.A. Devonian continental deposits of Central Kazakhstan // International Symposium on the Devonian System. Calgary–Canada: Alberta Soc. Petrol. Geol. 1967. V. 2. P. 1117–1127.

Tsien H.H. Paleoecology of Middle Devonian and Frasnian in Belgium // International Symposium on Belgium micropaleontological limits from Emsian and Viséan. 1974. Publ. 12. P. 3–48.

Tsien H.H. Les regimes recifaux Devonien en Ardenne // Bull. Soc. Belge Geol. Bruxelles. 1980. M. 89. Fasc. 2. P. 71–102.

Рецензенты М.А. Жарков, Б. С. Соколов

УДК 551.761:563.14(571.6)

РАДИОЛЯРИЕВЫЕ ЗОНЫ ТРИАСА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

© 2000 г. Н. Ю. Брагин

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

Поступила в редакцию 28.12.98, получена после доработки 03.04.99 г.

В кремнистых толщах востока России выделяются следующие биостратоны по радиоляриям: слои с *Pseudostylosphaera fragilis* (верхний оленек), зона *Hozmadia gifuensis* (нижний анизий), зона *Triassocampe diordinis* (средний анизий), зона *Triassocampe deweveri* (верхний анизий), зона *Triassocampe scalaris* (верхи верхнего анизия – низы нижнего ладина), зона *Oertlispongus inaequispinosus* (нижняя часть нижнего ладина), зона *Falcispongus falciformis* (верхи нижнего ладина – низы верхнего ладина), зона *Muelleritortis cochleata* (средняя и верхняя части верхнего ладина), зона *Tritortis kretaensis kretaensis* (нижний карний), зона *Carpuhosphaera theloides* (верхний карний), зона *Carpodoce crystallina* (нижний и средний норий), зона *Lysemelas olbia* (нижняя часть верхнего нория), зона *Betraccium deweveri* (верхняя часть верхнего нория), зона *Livarella densiporata* (нижний рэт) и зона *Globalaxtorum tozeri* (верхний рэт). Выделенные в монофациальных кремнистых разрезах зоны хорошо сопоставимы с подразделениями карбонатных и терригенных фаций удаленных районов. Высокая детальность расчленения среднего и верхнего триаса по радиоляриям, а также хорошая прослеживаемость выделенных биостратонов позволяют говорить о возможности перехода от узко утилитарного использования этой группы (например, датировка кремнистых образований) к ее широкому использованию в общей и региональной стратиграфии триасовой системы.

Ключевые слова. Радиолярии, триас, зоны, корреляция, фации, Тихоокеанский пояс, Средиземноморский пояс.

Использование радиолярий в зональной стратиграфии триасовой системы началось 20 лет назад. На рубеже 70–80-х годов появились первые региональные стратиграфические схемы триаса по радиоляриям: для кремнистого верхнего триаса Мексики (Pessagno et al., 1979) и для кремнистого среднего-верхнего триаса Японии (Yao, 1982). Детальность этих построений была невысока: зоны охватывали интервалы до яруса и более. Выделение зон осуществлялось по типичным комплексам радиолярий, причем нередко ассоциации смежных зон (*Triassocampe deweveri* и *T. nova* Японии) не имели общих видов (Yao, 1982). Это вызывало впоследствии сомнения в наличии смыкаемости данных ассоциаций (Брагин, 1986).

В течение первой половины 80-х годов зональное деление триаса по радиоляриям было существенно детализировано и использовано для расчленения не только кремнистых, но и терригенных отложений. Так, терригенный верхний триас Орегона и Британской Колумбии был расчленен на 2 зоны и 5 подзон (Blome, 1984). Для кремнистого среднего и верхнего триаса Японии были разработаны более дробные стратиграфические схемы (Sato, 1986; Yoshida, 1986). Подобное расчленение среднего и верхнего триаса в кремнистых фациях было осуществлено и на Сахалине (Брагин, 1986). В ходе этих работ были получены новые данные по стратиграфическим интервалам, где ранее радиолярии не были изучены (верхний ладин, нижний карний). Это позволило

получить более полную картину стратиграфического распространения радиолярий и повысить надежность расчленения и корреляции. Однако и в эти годы сохранялась проблема датировки новых ассоциаций радиолярий, поскольку многие из них были описаны из кремнистых разрезов с недостаточно разработанной стратиграфией.

В конце 80-х – первой половине 90-х годов эта проблема была в основном решена, благодаря, с одной стороны, детальному изучению радиолярий в карбонатных и терригенных разрезах, охарактеризованных аммоноидеями (Carter, 1993; Kozur, Mostler, 1994), и, с другой стороны, разработке детальной стратиграфии кремнистых отложений триаса по конодонтам и последующей корреляции конодонтовых и радиоляриевых биостратонов (Брагин, 1991). Это позволило уточнить и скоррелировать существующие схемы (Брагин, 1991; Sugiyama, 1992, 1997; Carter, 1993; Kozur, Mostler, 1994; Blome et al., 1995; Kozur et al., 1996 a, б) (таблица).

Современный этап исследований биостратиграфии триаса по радиоляриям характеризуется следующими чертами. Разработано несколько стратиграфических шкал для различных частей триасовой системы. Однако многие из них не охватывают всего объема триаса; некоторые вообще ограничены отделом или даже ярусом (Blome, 1984; Carter, 1993). Кроме того, опубликованные к настоящему времени шкалы не всегда достаточ-

Зональные схемы триасовой системы по радиоляриям

Ярус	Подъярус	Брагин (данная работа) Южный Сихотэ-Алинь	Sigiyma, 1997 Япония	Kozur et Mostler, 1994 Западная Европа		
Рэтский	Верхний	<i>Globolaxtorum tozeri</i>	<i>Haeckelicyrtium breviora</i>			
	Нижний	<i>Livarella densiporata</i>	"Skirt F"	<i>Livarella densiporata</i>		
Норийский	Верхний	<i>Betraccium deweveri</i>	<i>Praemesosaturnalis pseudokahleri</i>			
		<i>Lysemelas olbia</i>	<i>Praemesosaturnalis multidentatus</i>			
		<i>Lysemelas olbia</i>				
	Средний		<i>Trialatus robustus</i> – <i>L. olbia</i>			
	Нижний	<i>Capnodoce crystallina</i>	<i>Capnodoce</i> – <i>Trialatus</i>	<i>Capnodoce ruesti</i>		
Карнийский	Верхний	<i>Capnuchosphaera theloides</i>	<i>Poulpus carcharus</i>	<i>Nakasekoellus inkensis</i>		
			<i>Capnuchosphaera</i>	<i>Tetraporobrachia haeckeli</i>		
		<i>Tritortis kretaensis kretaensis</i>	<i>Spongoserrula dehli</i>	<i>Tritortis kretaensis</i>		
	Нижний		<i>Muelleritortis cochleata</i>	<i>Muelleritortis cochleata</i>		
Ладинский	Верхний	<i>Falcispongius falciformis</i>		<i>Ladionocampe multiperforata</i>		
		<i>Oertlispongius inaequispongius</i>	<i>Yeharaia elegans</i>			
	Нижний	<i>Triassocampe scalaris</i>	"Spine A2"	<i>Spongosili-</i> <i>carniger</i> <i>italicus</i>	<i>O. inaequispinosus</i> <i>O. primitivus</i> <i>S. i. transitus</i>	
		<i>Triassocampe deweveri</i>			<i>Tetraspinocyrtilis laevis</i>	
Анизийский	Средний	<i>Triassocampe coronata</i>	<i>Triassocampe deweveri</i>	<i>Parasepsagon robustus</i>		
			<i>Triassocampe coronata</i>			
	Нижний	<i>Hozmadia gifuensis</i>	<i>Eptingium nakasekoi</i>			
Оленекский	Верхний	<i>Pseudostylosphaera fragilis</i>	<i>Parentactinia nakatsugawaensis</i>			
			<i>Follicucullus</i>			

но уверенно скоррелированы как между собой, так и с подразделениями общей шкалы. Наконец, почти все шкалы, за немногими исключениями, нуждаются в более полной палеонтологической характеристике, поскольку в последние годы было описано множество новых таксонов радиолярий триаса. Далеко не всегда используются данные по филогении и эволюции радиолярий в это время. Все это определяет основные направления текущих исследований. В наиболее общем виде

основная задача заключается в том, чтобы, имея детально изученную историю развития радиолярий триаса, дать ее полное выражение в биостратиграфии.

Первоначальная, наиболее общая картина этапности развития радиолярий в триасе была представлена более 10 лет назад (Брагин, 1988). Вкратце она сводилась к тому, что триасовый период может быть разделен на три основных этапа: ранний триас (время чрезвычайно низкого

таксономического разнообразия радиолярий после вероятного крупного вымирания в конце перми), средний триас (время сосуществования консервативных таксонов палеозойского происхождения и новых прогрессивных групп) и поздний триас (эпоха господства новых таксонов и становления типично мезозойской фауны). Последующие исследования не только подтвердили правильность этого первого очерка, но и открыли новые перспективы детализации радиоляриевой стратиграфии, в первую очередь, для среднего и верхнего триаса.

Наиболее употребительны при выделении биостратонов именно новые, возникающие в триасе таксоны, характеризующиеся принципиально отличной от более ранних форм морфологией (Брагин, 1991; 1999). К ним относятся семейства *Triassocampidae*, *Oertlispongiidae*, *Muelleritortiidae*, *Capnuchosphaeridae*, *Pantanelliidae* и *Saturnalidae*. Большая часть использованных видов-индексов, а также видов, характеризующих биостратоны, принадлежат к этим семействам. При этом выделенные зоны отвечают этапам развития данных групп, а в некоторых случаях устанавливаются и с учетом морфофилогенеза некоторых таксонов.

Примером такой группы является семейство *Oertlispongiidae*, характерное для верхов нижнего триаса, всего среднего триаса и нижней части карнийского яруса. Развитие этого семейства характеризуется усложнением морфологии главных игл от гладких и прямых к изогнутым, затем лезвиеобразным и, наконец, лопастным (Брагин, 1999). Быстрая смена родственных морфотипов дает основания для выделения нескольких биостратонов в среднем триасе (табл. 1). Другим примером может служить род *Triassocampe*, в развитии которого наблюдается филломорфогенетическая линия *Triassocampe coronata* – *T. deweveri* – *T. scalaris* – *T. sulovens* (Брагин, 1999), также использованная при разработке зональной схемы для Дальнего Востока России (табл. 1).

При анализе развития радиолярий в триасе можно выделить многочисленные хорошо прослеживаемые уровни и интервалы, на которых происходит появление или исчезновение стратиграфически важных таксонов (Брагин, 1999):

1. Верхи верхнего оленека – низы нижнего анизия. Появление моноциртоидных населярий рода *Nozmadia*. Уровень прослеживается в разрезах Дальнего Востока и Хабаровского районов Сихотэ-Алиня (Брагин, 1991; 1992) и в центральной Японии (разрез горы Кинказан) (Sugiyama, 1992).

2. Граница нижнего и среднего анизия. Появление первых мультициртоидных населярий – род *Pararuesticyrtium*. Появление семейств населярий *Tripedunculidae* и *Eptingiidae*. Появление семейства *Sepsagonidae*. Уровень прослеживается в

Дальнегорском районе Сихотэ-Алиня (Брагин, 1991).

3. Середина среднего анизия. Появление первых *Triassocampe* (*Triassocampe coronata*, *T. diordinis*). Уровень прослеживается в разрезах Дальнегорского и Хабаровского районов Сихотэ-Алиня (Брагин, 1991; 1992), а также в Японии (разрезы Кинказан и Инуяма) (Sugiyama, 1992; Matsuoka et al., 1994).

4. Граница среднего и верхнего анизия. Появление развитых *Triassocampe* (*T. deweveri*). Появление рода *Hindeosphaera*, семейств *Relindellidae* и *Pentactinocarpidae*. Уровень прослеживается в разрезах Дальнегорского и Хабаровского районов Сихотэ-Алиня (Брагин, 1991; 1992), в Японии (разрезы Кинказан и Инуяма) (Sugiyama, 1992; Matsuoka et al., 1994), в Альпийско-Средиземноморской области (Kozur, Mostler, 1994).

5. Верхний анизий – нижний ладин. Появление высших *Triassocampe* (*T. scalaris*) и родов *Pylostephanidium*, *Yeharaia*, *Silicarmiger* и *Triassobipedis*. Появление прогрессивных *Oertlispongiidae* (*Oertlispongius inaequispinosus*). Интервал прослеживается в разрезах Сихотэ-Алиня (Дальнегорский район) (Брагин, 1991), Японии (Инуяма) (Yao, 1982; Matsuoka et al., 1994), Корякского нагорья (Брагин, 1991), Северной Италии (Kozur, Mostler, 1994).

6. Середина нижнего ладина. Появление *Oertlispongiidae* с плоскими иглами (роды *Falcispongius* и *Baumgartheria*). Уровень прослеживается в разрезах Дальнегорского района Сихотэ-Алиня и Северной Италии (Kozur, Mostler, 1994).

7. Середина верхнего ладина. Появление семейства *Muelleritortiidae*. Вымирание группы видов *Triassocampe deweveri*. Появление высших *Oertlispongiidae* (*Spongoserula*, *Pterospongius*). Появление семейства *Austrisaturnalidae*. Уровень прослеживается в разрезах Дальнегорского района Сихотэ-Алиня (Брагин, 1991), Южного Сахалина (Брагин, 1986; 1991), Венгрии и Австрии (Kozur, Mostler, 1994).

8. Граница ладина и карния. Начало доминанции рода *Tritortis* (*Muelleritortiidae*). Появление родов *Relindella*, *Pentaspogoniscus*, ранних *Xiphotheca*. Вымирание родов *Yeharaia*, *Pylostephanidium*. Уровень прослеживается в разрезах Дальнегорского района Сихотэ-Алиня (Брагин, 1991), Южного Сахалина (Брагин, 1986; 1991), Венгрии и Австрии (Kozur, Mostler, 1994).

9. Верхи нижнего карния. Появление первых *Saturnalidae* (*Palaeosaturnalis*). Вымирание *Oertlispongiidae* и *Muelleritortiidae*. Уровень прослеживается в разрезах Венгрии (Kozur, Mostler, 1994), Южного Сахалина, Турции.

10. Середина верхнего карния. Появление семейств *Capnuchosphaeridae* и *Capnodocidae*, родов населярий *Japonocampe*, *Multimonilis*, *Latium*. Уро-

вень прослеживается в разрезах Дальнегорского района Сихотэ-Алиня (Брагин, 1991), Южного Сахалина (Брагин, 1986; 1991), Японии (Yao, 1982; Matsuoka et al., 1994).

11. Граница карния и нория. Начало расцвета подсемейства *Carpodocinae*. Вымирание *Austrisatumalidae*. Появление родов *Squinaldoella* и *Nabolella*. Уровень прослеживается в разрезах Дальнегорского района Сихотэ-Алиня (Брагин, 1991), Южного Сахалина (Брагин, 1986; 1991), Корякского нагорья (Брагин, 1991; 1992).

12. Граница среднего и верхнего нория. Появление подсемейства *Pantanelliinae*, родов *Livarella*, *Praemesosatumalis*, *Pseudoheliodiscus*, расцвет семейства *Ferresiiidae*. Вымирание семейства *Carpnospheraeidae*, подсемейства *Carpodocinae*, рода *Triassocampe*. Уровень прослеживается в разрезах Дальнегорского района Сихотэ-Алиня (Брагин, 1991), Южного Сахалина (Брагин, 1986; 1991), Корякского нагорья (Брагин, 1991а; 1992), Японии (Yao, 1982; Yoshida, 1986; Matsuoka et al., 1994), Орегона (Blome, 1984), Британской Колумбии (Blome, 1984; Carter, 1993).

13. Граница триаса и юры. Вымирание родов *Livarella*, *Pentactinocarpus*, *Ferresium*, *Risella*, *Ertingium* (Брагин, 1994). Уровень прослеживается в разрезах Японии (Yao, 1982; Yoshida, 1986; Matsuoka et al., 1994), Орегона (Blome, 1984), Британской Колумбии (Blome, 1984; Carter, 1993).

Наличие многочисленных реперных уровней дает достаточные основания для того, чтобы утверждать обоснованность предлагаемой схемы. В то же время следует учитывать, что данные биостратоны будут успешно прослеживаться только в пределах тепловодных палеообластей. Бореальные и нотальные ассоциации триасовых радиолярий, известные на Омолонском массиве и в Новой Зеландии, имеют существенно иной таксономический состав (Aita, 1994; Bragin, 1994; Егоров, Брагин, 1995). Корреляция бореальных и палеотропических разрезов по радиоляриям является предметом будущих исследований.

В настоящей работе радиоляриевые биостратоны триаса выделяются по разрезам кремнистых толщ. Этот материал имеет свои достоинства и недостатки. К несомненным преимуществам кремнистых толщ по сравнению с карбонатными и терригенными относятся их повсеместная охарактеризованность радиоляриями, высокое таксономическое разнообразие комплексов, а также монофациальность разрезов. Это позволяет наблюдать биостратиграфическую последовательность в пределах значительного стратиграфического интервала при минимальных фациальных изменениях. Напротив, в более мелководных терригенных и карбонатных разрезах находки радиолярий часто приурочены к отдельным небольшим интервалам или даже локальным уровням, а

смены ассоциаций нередко определены изменениями условий (от приближающихся к океаническим до неритических и наоборот).

Основным недостатком разрезов кремнистых толщ является сложное геологическое строение. Мезозойские кремнистые толщи подвижных поясов характеризуются большим количеством разнообразных тектонических нарушений, нередко трудно распознаваемых и обуславливающих частые перерывы и повторения разрезов. Для преодоления этой трудности необходимы детальные исследования ненарушенных участков разреза, их корреляция, надстраивание и реконструирование первичной последовательности. Хорошая сходимость данных, полученных независимо по кремнистым, карбонатным и терригенным фациям, доказывает правомерность такого подхода (Брагин, 1991; Carter, 1993; Kozur, Mostler, 1994; Blome et al., 1995; Sugiyama, 1997).

Предлагаемая в этой работе зональная шкала триасовых кремнистых отложений востока России является значительно детализированной моделью схемы, впервые опубликованной более 10 лет назад (Брагин, 1988) (табл. 1). Как и ранее, Дальнегорский кремнистый разрез триаса Сихотэ-Алиня (Брагин и др., 1988; Брагин, 1991) принят как опорный (рис. 1, 2, 3). Проводимое в настоящее время доизучение Дальнегорского разреза в основном подтверждает сделанные ранее выводы; коррективы сводятся к увеличению дробности радиоляриевых биостратонов. Дальнегорский разрез сопоставляется как с другими разрезами кремнистых толщ Тихоокеанского пояса, включая Японию, так и с разрезами карбонатного и терригенного состава, нередко очень удаленными (табл. 1, рис. 1).

Зональная шкала триасовой системы
по радиоляриям
Оленекский ярус

Слой с *Pseudostylosphaera fragilis*

Вид-индекс. *Pseudostylosphaera fragilis* (Bragin) (=“*Stylosphaera*” *fragilis* Bragin, 1991, с. 89, табл. 1, фиг. 4).

Типовая местность. Сихотэ-Алинь, разрез триаса у пос. Дальнегорск, сл. 4, 5 (Брагин и др., 1988, Брагин, 1991, с уточнениями).

Литология (рис. 2, 3)¹. Аргиллиты кремнистые красные, малиново- и кирпично-красные неяснослоистые, изредка неясноплитчатые, с прослоями аргиллитов кремнистых светло-серо-зеленый и частыми маломощными прослоями кремней светло-голубовато-серых и светло-зеленовато-серых полупрозрачных, стекловатых, а

¹ Для биостратонов, стратотипом которых является Дальнегорский разрез, приведено литологическое описание соответствующих слоев этого разреза.

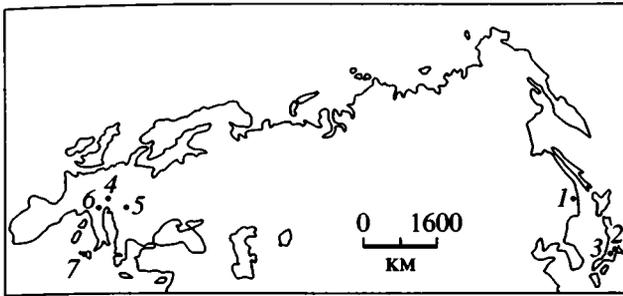


Рис. 1. Географическое положение опорных разрезов триаса Евразии, послуживших основой при разработке зональных схем по радиолариям.

1 – Сихотэ-Алинь, Дальнегорск; 2 – Япония, Кинказан; 3 – Япония, Инуяма; 4 – Австрия, Зламбахграбен; 5 – Венгрия, Балатонская возвышенность, разрезы Кёвескал и Даллапужта; 6 – Италия, Пассо дельа Габьола; 7 – Италия, Сицилия, Монте Каммарата.

также редкими прослоями черных углистых аргиллитов (в кровле слоя). Мощность 8.5 м.

Номенклатура. Слои выделяются в прежнем объеме (верхний оленек).

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница слоев проводится по появлению вида-индекса, а также *Hozmadia ozawai* Sugiyama, *Parentactinia nakatsugawaensis* Sugiyama, *Pseudostylosphaera kozuri* Sugiyama (рис. 3). Немного выше появляются *Cryptostephanidium japonicum* (Nakaseko et Nishimura), *Parasepsagon* sp. cf. *P. longidentatum* (Kozur et Mostler), *Spongostephanidium longispinosum* Sashida, *Eptingium nakasekoi* Kozur et Mostler. В пределах слоев встречаются билатерально-симметричные радиоларии рода *Follicucullus*, а также многочисленные недостаточно изученные спумеллярии с крупными стержневидными иглами, возможно, ранние *Paucinellidae*.

Обоснование возраста. Слои 4 и 5 Дальнегорского разреза охарактеризованы конодонтами зон *Neospathodus triangularis* и *N. homei* верхнего оленека, или, по иной терминологии, спэтского яруса (Брагин, 1991). Подобную палеонтологическую характеристику имеют кремнистые отложения разрезов у пос. Садовый, у г. Хабаровска (Брагин, 1991; 1992), в районе Инуяма в централь-

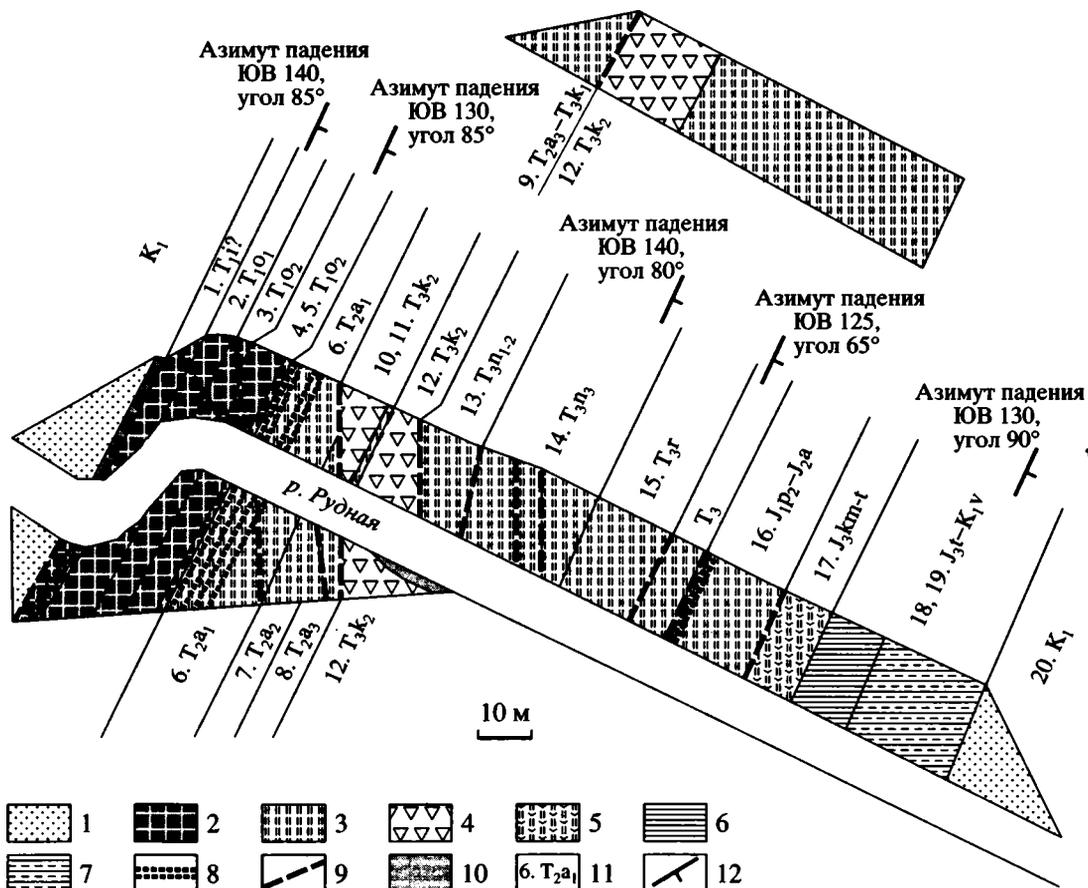


Рис. 2. План Дальнегорского разреза кремнистых, вулканогенных и терригенных образований триаса – нижнего мела. 1 – песчаники; 2 – кремнистые аргиллиты; 3 – кремни; 4 – базальты, диабазы и гиадокластиты; 5 – кремнистые туффиты; 6 – аргиллиты с прослоями алевролитов; 7 – алевролиты с прослоями аргиллитов и песчаников; 8 – горизонты углеродистых пород; 9 – разломы; 10 – дайки среднего состава; 11 – номер слоя и индекс; 12 – элементы залегания.

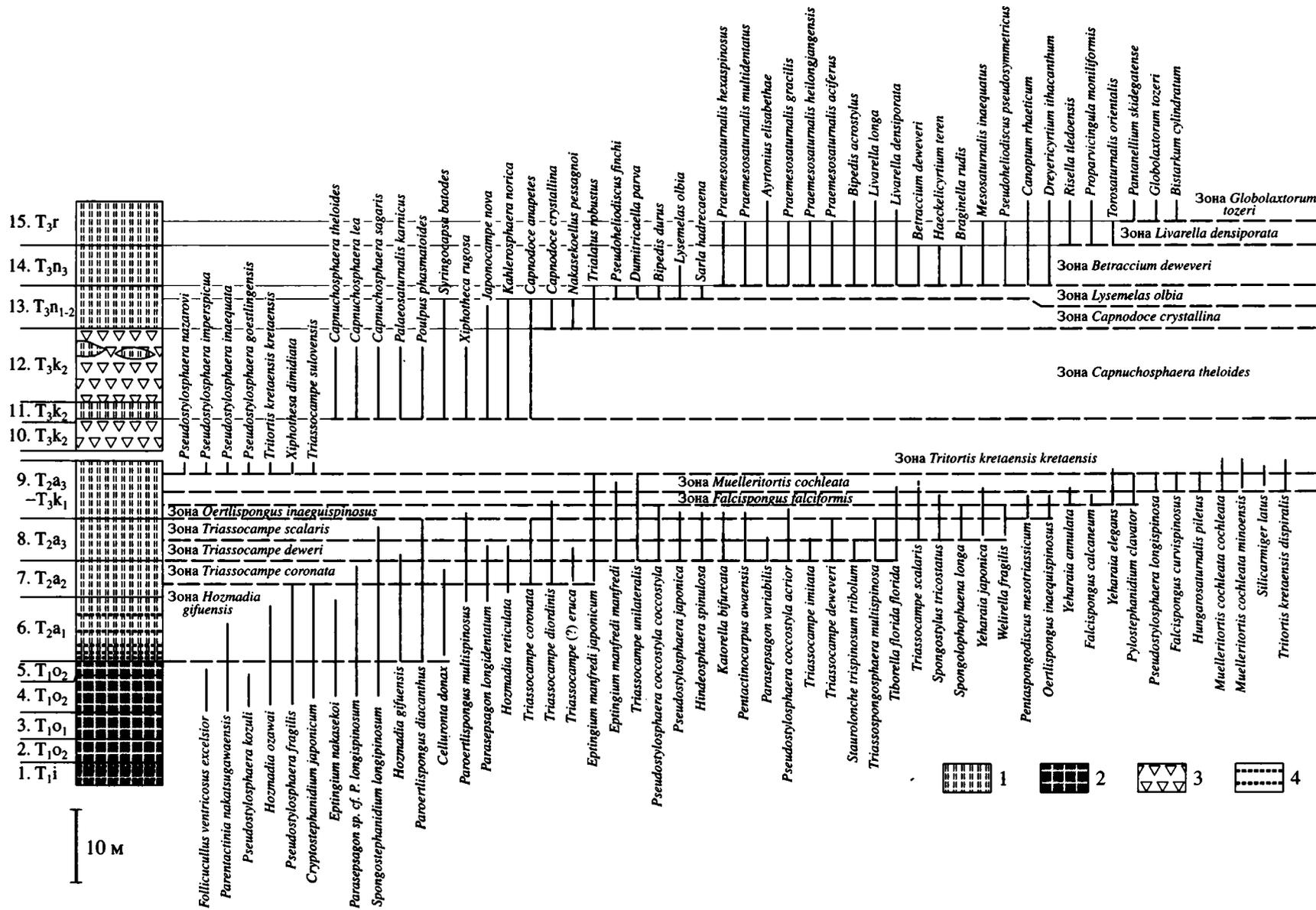


Рис. 3. Расчленение Дальнегорского разреза по радиоляриям. 1 – кремни; 2 – кремнистые аргиллиты; 3 – базальты, диабазы и гнаюкляститы; 4 – горизонты углеродистых пород.

ной Японии (Sugiyama, 1992; Matsuoka et al., 1994, Kamata, 1995).

Замечание. Указанное подразделение, несмотря на свою прослеживаемость, не может быть выделено в ранге зоны из-за отсутствия представительных остатков радиолярий в нижележащих слоях. Это связано с тем, что радиолярии нижнего триаса, а в особенности инда и нижнего оленека, отличаются чрезвычайно бедным таксономическим составом и известны лишь в немногих местонахождениях. Как и многие другие группы органического мира, радиолярии испытали крупное вымирание в конце перми. Восстановление их таксономического разнообразия протекало в раннем триасе крайне медленно (Брагин, 1991; Kozur et al., 1996b).

Распространение. Сихотэ-Алинь (Брагин, 1991). В Японии в данном стратиграфическом интервале выделены зоны Follucucullus и Parentactinia nakatsugawaensis (Sugiyama, 1992). Состав комплекса радиолярий зоны Parentactinia nakatsugawaensis здесь близок к приведенному для слоев с Pseudostylosphaera fragilis, но более разнообразен за счет присутствия населярий родов Poulpus, Nofrema. Комплексы зоны P. nakatsugawaensis распространены в центральной и юго-западной Японии (Sashida, 1983; 1991; Sugiyama, 1992; Kamata, 1995).

Нижний анизий

Зона Hozmadia gifuensis

Вид-индекс. Hozmadia gifuensis Sugiyama (Sugiyama, 1992, с. 1194, фиг. 9, 6–8).

Типовая местность. Центральная Япония, префектура Гифу, гора Кинказан (Sugiyama, 1992).

Номенклатура. Ранее в том же объеме на Сихотэ-Алине была выделена родовая зона Hozmadia (Брагин, 1991). Позднее Сугияма (Sugiyama, 1992) описал ряд новых видов этого рода и выделил данную зону, практически совпадающую по объему и принципам выделения с ранее выделенной. Необходимо лишь указать, что нижняя граница зоны в Японии проведена по рубежу нижнего и среднего триаса, очевидно, с учетом мнения о строго нижнеанизийском положении конодонтовой зоны Neospathodus timorensis (Sweet, Bergstrom, 1986; Брагин, 1991; Sugiyama, 1992; Matsuoka et al., 1994).

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению вида-индекса, а также сопутствующего Celluronta donach Sugiyama (рис. 3). Здесь продолжают встречаться многие виды нижележащих слоев: Eptingium nakasekoi Kozur et Mostler, Syplostephanidium japonicum, Parentactinia nakatsugawaensis, Paroertlispongia diacanthus, Pseudostylosphaera fragilis, Spongostephanidium longispinosum. В верхней части зоны в Дальнегорском

разрезе (сл. 6). (Брагин и др., 1988) отмечены находки Paroertlispongia multispinosus Kozur et Mostler, Hozmadia rotunda (Nakaseko et Nishimura) и H. reticulata Dumitrica, Kozur et Mostler (Брагин, 1991). В пределах зоны в Дальнегорском разрезе появляются Tiborella sp., Triassocampe (?) sp.

Обоснование возраста. В разрезах Дальнегорского и Хабаровского районов на этом интервале встречаются конодонты зоны Neospathodus timorensis (Брагин, 1991), которая большинством исследователей относится к верхам верхнего оленека – нижнему анизию (Sweet, 1970; Sweet et al., 1971; Clark et al., 1979; Kozur, 1980; Koike, 1981, Sashida, Igo, 1992). В разрезе г. Кинказан (Sugiyama, 1992) конодонты не встречены и стратиграфический интервал зоны определен по ее положению между датированными отложениями нижнего триаса и среднего анизия.

Замечание. Начало анизия в разрезах Сихотэ-Алиня и Японии характеризуется активизацией кремненакопления и быстрым увеличением разнообразия радиолярий. Ранее к этому рубежу приурочивалось появление населярий (Брагин, 1991), однако сейчас доказано их присутствие в верхах нижнего триаса (Sugiyama, 1992; Kamata, 1995).

Распространение. Япония, центральные районы (Sugiyama, 1992; Matsuoka et al., 1994), Сихотэ-Алинь (Брагин, 1991a; 1992). Сходный комплекс радиолярий обнаружен в Таиланде (Sashida, Igo, 1992).

Средний анизий

Зона Triassocampe coronata

Вид-индекс. Triassocampe coronata Bragin (Брагин, 1991, с. 99, табл. I, фиг. 15).

Типовая местность. Центральная Япония, префектура Гифу, гора Кинказан (Sugiyama, 1992).

Номенклатура. Аналогичная зона Triassocampe diordinis была ранее установлена на Сихотэ-Алине в объеме всего среднего анизия (Брагин, 1991). Позже в том же объеме в разрезах Японии была установлена зона Triassocampe coronata (Sugiyama, 1992). Использование вида T. coronata в качестве индекса зоны более обосновано ввиду его лучшей диагностируемости. В типовой местности нижняя граница зоны T. coronata не может быть точно определена, поскольку отсутствует нормальный стратиграфический контакт этих отложений с подстилающими (Sugiyama, 1992). В Дальнегорском разрезе зона T. coronata непосредственно перекрывает нижнеанизийскую зону Hozmadia gifuensis.

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса, а также Eptingium manfredi japonicum (Nakaseko et Nishimura), Hindeosphaera

spinulosa (Nakaseko et Nishimura), Pararuesticyrtium imitatum (Bragin), Pseudostylosphaera compacta (Nakaseko et Nishimura), Triassocampe sp. aff. T. diordinis Bragin, T. diordinis Bragin, T. (?) eruca Sugiyama (рис. 3). В пределах зоны продолжают встречаться Hozmadia gifuensis, H. rotunda, Poroertlispongus diacanthus, Parasepsagon antiquum (Sugiyama), Katorella bifurcata Kozur et Mostler. В верхней части зоны исчезает Celluronta donax.

Обоснование возраста. В данном интервале в разрезах Сихотэ-Алиня (Дальнегорск, Высокогорск) и Японии (Инуяма, гора Кинказан, о. Сикоку) встречаются среднеанизийские конодонты Neogondolella bulgarica. Между тем в Дальнегорском разрезе первое появление этих конодонтов наблюдается ниже появления характерного комплекса зоны Triassocampe coronata. Поэтому в данной стратиграфической схеме нижняя граница зоны проведена не по рубежу нижнего и среднего анизия, как в Японии (Sugiyama, 1997), а внутри среднего анизия (рис. 3, табл. 1).

Замечание. Данный стратиграфический интервал в разрезах Тихоокеанского пояса характеризуется первым появлением многочисленных и разнообразных мультициртоидных населлярий рода Triassocampe. Это примитивные представители со слабо развитой скульптурой сегментов раковины и с 1–2 рядами пор. В Тетической области представители Triassocampe крайне редки в среднем анизии, что может быть связано с относительной изоляцией Тетических бассейнов от Палеоокеана. Поэтому в Средиземноморье в этом интервале выделяется зона Parasepsagon robustus (Kozur, Mostler, 1994), характеризующаяся существенно иным, чем на Сихотэ-Алине и в Японии, составом комплекса радиолярий. Корреляция этих подразделений пока затруднительна.

Распространение. Центральные и юго-западные районы Японии (Ishida, 1984; Sugiyama, 1992; Matsuoka et al., 1994), Сихотэ-Алинь (Брагин, 1991).

Верхний анизий

Зона Triassocampe deweveri

Вид-индекс. Triassocampe deweveri (Nakaseko et Nishimura) (=Dictyomitrella deweveri Nakaseko et Nishimura, 1979, с. 77, табл. X, фиг. 8, 9).

Типовая местность. Центральная Япония, префектура Гифу, разрез Инуяма (Яо, 1982).

Номенклатура. Зона была выделена в объеме ладинского яруса (Яо, 1982). Впоследствии (Брагин, 1991) удалось показать, что вид-индекс и ряд сопутствующих видов появляются уже в верхнем анизии, а верхний ладин характеризуется совершенно иными ассоциациями радиолярий. Поэтому зона рассматривалась в объеме верхний анизий – нижний ладин (Брагин, 1991). Благодаря

дальнейшей детализации данных верхняя часть прежней зоны выделена в особое подразделение – зону Triassocampe scalaris. Объем зоны T. deweveri сокращен до нижней части верхнего анизия и теперь не совпадает с первоначальным.

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению вида-индекса, а также Eptingium manfredi manfredi Dumitrica, Kozur et Mostler, Parasepsagon variabilis (Nakaseko et Nishimura), Pseudostylosphaera japonica (Nakaseko et Nishimura), P. coccostyla acrior (Bragin), P. coccostyla coccostyla (Rust), Pentactinocarpus fusiformis Dumitrica, P. awaensis (Nakaseko et Nishimura), Staurolonche trispinosum trilobum (Nakaseko et Nishimura), Triassistephanidium anisicum Kozur, Krainer et Mostler, Triassospongospaera multispinosa Kozur et Mostler (рис. 3). Продолжают встречаться Triassocampe coronata, T. diordinis, Hozmadia rotunda, Eptingium manfredi japonicum, Hindeosphaera spinulosa. Вид Hozmadia gifuensis исчезает в пределах зоны.

Обоснование возраста. В разрезах Сихотэ-Алиня на данном стратиграфическом интервале встречаются конодонты зоны Neogondolella excelsa (верхний анизий) (Брагин, 1991). Аналоги зоны в Средиземноморской области содержат аммоноидеи и конодонты позднего анизия (Kozur et al., 1996a). Поэтому в данной схеме нижняя граница зоны T. deweveri проведена по рубежу среднего и верхнего анизия, а не внутри среднего анизия, как сделано в Японии (Sugiyama, 1997) (рис. 3, табл. 1). Данная зона в Японии не имеет достаточной палеонтологической характеристики другими группами.

Замечания. Вид-индекс зоны Triassocampe deweveri характеризуется развитием трех рядов пор на сегментах при отсутствии дорзального гребня. Эти черты позволяют предполагать этот вид потомком примитивных Triassocampe coronata или T. diordinis (Брагин, 1999). Данный вопрос нуждается в дополнительных исследованиях.

В позднем анизии различия между ассоциациями радиолярий Тихоокеанского и Тетического регионов сглаживаются. В это время в Тетисе появляются обильные и разнообразные Triassocampe. Тем не менее, род Yeharaia представлен в Средиземноморской области иными видами (Kozur, Mostler, 1994; Kozur et al., 1996a).

Распространение. Сихотэ-Алинь, Корякское нагорье, Япония (нижняя часть одноименной зоны по определению А. Яо (Яо, 1982; Matsuoka et al., 1994)), Средиземноморье (Kozur, Mostler, 1994; Kozur et al., 1996a).

Верхи верхнего анизия – низы нижнего ладина

Зона Triassocampe scalaris

Вид-индекс. Triassocampe scalaris (Dumitrica, Kozur et Mostler, 1980, с. 26, табл. 9, фиг. 5, 6, 11).

Типовая местность. Сихотэ-Алинь, пос. Дальнегорск, сл. 9, нижняя часть (Брагин и др., 1988; Брагин, 1991, с уточнениями).

Литология (рис. 2, 3). Кремни светло-серые и серые, плитчатые, иногда массивные, стекловатые, кварцитовидные. Зона охватывает интервал от 0 до 1.2 м вверх от подошвы слоя.

Номенклатура. Зона выделяется впервые.

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению вида-индекса, а также *Spongostylus tricostatus* Kozur et Mostler, *Spongolophophaena longa* Kozur et Mostler, *Welirella fragilis* Bragin, *Yeharaia japonica* Nakaseko et Nishimura (рис. 3). В пределах зоны продолжает встречаться *Hozmadia rotunda*. Вид *Triassocampe coronata* исчезает на верхнем рубеже зоны, *T. diordinis* – продолжает существование. В пределах зоны встречаются *Eptingium manfredi manfredi* (нижний ладин – эпиболь вида) и *Hindeosphaera spinulosa*.

Обоснование возраста. В разрезах Дальнегорского района в данном стратиграфическом интервале обнаружены раннеладинские конодонты *Neogondolella haslashensis* и *N. bakalovi* (Брагин, 1991). На восточном побережье Тонино-Анивского полуострова (Сахалин) совместно с зональным комплексом радиолярий обнаружены конодонты *Neogondolella transita* (верхи верхнего анизия – нижний ладин). Аналоги биостратона в Средиземноморской области охарактеризованы остатками аммоноидей и конодонтов различных горизонтов верхнего анизия и нижнего ладина (Dumitrica et al., 1980; Kozur, Mostler, 1994; Kozur et al., 1996a, б). Нижняя граница зоны *T. scalaris* коррелируется с нижним рубежом зоны *Tetraspinocyrtilis laevis* Средиземноморской области (Kozur, Mostler, 1994).

Замечания. Вид-индекс данной зоны, *Triassocampe scalaris*, обладает развитой скульптурой сегментов с выраженным дорзальным гребнем и потому является продолжением филморфогенетической линии рода *Triassocampe* (Брагин, 1999).

Распространение. Сихотэ-Алинь (Дальнегорский и Хабаровский районы), Сахалин (Тонино-Анивский полуостров), Корякское нагорье (Эконайская зона и Верхнехатырский меланж) (Брагин, 1991), Япония (пояс Мино-Тамба, пояс Чичибу) (Яо, 1982; Яо, 1990; Matsuoka et al., 1994), Филиппины (Yeh, 1990), Северная Италия (Dumitrica et al., 1980; Kozur et Mostler, 1994), Южная Италия (De Wever et al., 1990), Венгрия (Kozur, Mostler, 1994).

Нижняя часть нижнего ладина

Зона *Oertlispongus inaequispinosus*

Вид-индекс. *Oertlispongus inaequispinosus* (Dumitrica, Kozur et Mostler, 1980, с. 5, табл. 10, фиг. 7).

Типовая местность. Италия, разрез Пассо делла Габьола.

Номенклатура. Подразделение было впервые выделено в ранге подзоны для средней части нижнего ладина (Kozur, Mostler, 1994). В данной работе ранг подразделения повышен, а по объему оно отвечает подзонам *Oertlispongus primitivus* и *O. inaequispinosus* Средиземноморской области (Kozur, Mostler, 1994).

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса, а также *Pentaspiongodiscus mesotriassicus* Dumitrica, Kozur et Mostler, *Spongostylus* sp. aff. *S. nakaseko* Kozur et Mostler (рис. 3). На этом же рубеже исчезают *Triassocampe coronata*, *T. deweveri*.

Обоснование возраста. В типовом разрезе данный стратиграфический интервал относится к верхней части аммонитовой зоны *Xenoprotrachyceras reitzi* средней части нижнего ладина (Kozur, Mostler, 1994). В Дальнегорском разрезе эти слои охарактеризованы нижнеладинскими конодонтами (Брагин, 1991).

Замечания. Помимо населярий, большое стратиграфическое значение в раннем ладине приобретают представители семейства *Oertlispongiidae* – типично мезозойских спумеллярий с губчатой раковиной и сложными иглами (роды *Oertlispongus* и *Falcispongus*, сменяющие примитивный род *Pagoertlispongus* и замененные еще более продвинутым таксоном – *Spongoserrula*, *Pterospongus*). На основе вертикального распространения *Oertlispongiidae* возможна разработка еще более дробного деления ладинского яруса, чем предлагаемое (Брагин, 1999). Однако пока это сложно сделать из-за относительной редкости *Oertlispongiidae* в Тихоокеанской области по сравнению со Средиземноморьем (Брагин, 1994).

Распространение. Северная Италия, Венгрия (Kozur, Mostler, 1994), Сихотэ-Алинь.

Верхняя часть нижнего ладина
и низы верхнего ладина

Зона *Falcispongus falciformis*

Вид-индекс. *Falcispongus falciformis* (Dumitrica, 1982, с. 66, табл. 1, фиг. 5).

Типовая местность. Дальнегорский разрез, сл. 9 (Брагин и др., 1988), выше зоны *Oertlispongus inaequispinosus*.

Литология (рис. 2, 3). Кремни светло-серые и серые, плитчатые, иногда массивные, стекловатые, кварцитовидные. Зона охватывает интервал от 2.5 м и до 6 м выше подошвы слоя.

Номенклатура. Зона выделяется впервые.

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса, а также *Pylostephanidi-*

um clavator Dumitrica, Yeharaia elegans Nakaseko et Nishimura, Y. (?) annulata Nakaseko et Nishimura (рис. 3). Многие виды предыдущей зоны исчезают в пределах биостратона: Spongostylus tricostatus, Spongolophophaena longa, другие количественно сокращаются: Eptingium manfredi, Pentactinocarpus awaensis, Pseudostylosphaera coccostyla.

Обоснование возраста. Данный интервал Дальнегорского разреза охарактеризован конодонтами нижней ладина и перекрывается датированными отложениями средней и верхней частей верхнего ладина (Брагин, 1991). Нижняя граница зоны Falcispongus falciformis сопоставляется с нижним рубежом зоны Ladinocampe multiperforata Средиземноморской области (Kozur, Mostler, 1994). Рассматриваемые зоны коррелируются с верхней частью зоны Yeharaia elegans Японии (Sugiyama, 1997).

Распространение. Сихотэ-Алинь, Дальнегорский район. Возможно выделение в Средиземноморской области.

Средняя и верхняя часть верхнего подъяруса
ладинского яруса

Зона Muelleritortis cochleata

Вид-индекс. Muelleritortis cochleata (Nakaseko et Nishimura) (=Emiluvia cochleata Nakaseko et Nishimura, 1979, с. 70, табл. III, фиг. 2–4, 6).

Типовая местность. Венгрия, Балатонская возвышенность, разрез Кёвешкал (Kozur, Mostler, 1994).

Номенклатура. Зона выделена Х. Коцуром и Х. Мостлером (1994) в объеме среднего-верхнего лангобарда. Ранее этот интервал входил в состав верхнеладинско-карнийской зоны Sarla dispiralis (Брагин, 1991). Установлено, что этот таксон, идентифицируемый ныне как Tritortis kretaensis dispiralis (Bragin), является наиболее консервативным представителем семейства Muelleritortiidae. Поэтому целесообразно отказаться от зоны dispiralis и принять более дробное деление Х. Коцура и Х. Мостлера (Kozur, Mostler, 1994).

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению вида-индекса, его подвидов (Kozur, Mostler, 1994), а также Hungarosaturnalis pileus (Nakaseko et Nishimura), Falcispongus curvispinosus (Dumitrica), Pseudostylosphaera longispinosa Kozur et Mostler, Silicarmiger latus Kozur et Mostler, Triassocampe sp. ex gr. T. sulovenssis Kozur, Tritortis kretaensis dispiralis (Bragin) и исчезновению Falcispongus calcaneum, Oertlispongus inaequispinosus, Pseudostylosphaera japonica, P. coccostyla, Hindeosphaera spinulosa (рис. 3). В пределах зоны появляются Spongostylus garauana Dumitrica, продолжают встречаться Triassocampe scalaris, Silicarmiger costatus, Pylostephanidium clavator, Pentactinocarpus fusiformis.

Обоснование возраста. В разрезах Сихотэ-Алинь на этом интервале выделяется конодонтовая зона Spheridiella mungoensis (средняя и верхняя части верхнего ладина). Конодонты этого же возраста характеризуют зоны Muelleritortis cochleata и в Венгрии (Kozur, Mostler, 1994). Та же зона выделена в Японии (Sugiyama, 1997). Нижняя граница зоны M. cochleata является одним из наиболее обоснованных реперных уровней в радиолариевой стратиграфии.

Замечания. Верхний ладин является первым в триасе интервалом крупного вымирания радиоларий, причем в это время исчезают в основном консервативные таксоны палеозойского или раннетриасового происхождения. Также сокращается и разнообразие рода Triassocampe, виды которого здесь обладают упрощенной морфологией (Triassocampe sp. ex gr. T. sulovenssis). Все большее значение приобретают типично мезозойские таксона, такие, как семейство Muelleritortiidae. В составе семейства Oertlispongiidae появляются роды с усложненной морфологией главной иглы (Spongostylus, Pterospungus), однако эти таксоны встречаются массово лишь в Средиземноморской области (Kozur, Mostler, 1996). При рассмотрении вертикального распространения радиоларий здесь наблюдается отчетливо ступенчатое появление и исчезновение многочисленных таксонов, что связано с кратковременным и весьма значительным обновлением таксономического состава ассоциаций.

Распространение. Средиземноморская область (Венгрия) (Kozur, 1988a; 1988b; Kozur, Mostler, 1994), Сихотэ-Алинь, Сахалин, Корякское нагорье (Брагин, 1991), Япония (Sugiyama, 1997), Турция (Bragin, Tekin, 1995).

Нижний карний

Зона Tritortis kretaensis kretaensis

Подвид-индекс. Tritortis kretaensis kretaensis (Kozur) (=Sarla kretaensis Kozur, Krahl, 1984).

Типовая местность. Северная Венгрия, разрез Даллапужта (Kozur, Mostler, 1994).

Номенклатура. Зона выделена Х. Коцуром и Х. Мостлером (1994). В Приморье этот интервал ранее составлял верхнюю часть зоны Sarla dispiralis (Брагин, 1991).

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению вида-индекса, а также Pseudostylosphaera nazarovi Kozur et Mostler, P. inaequata (Bragin), P. goestlingensis Kozur et Mostler, Triassocampe sulovenssis Kozur, T. baldii Kozur (рис. 3). В пределах зоны появляются Tritortis ariana (Cordey), Pseudostylosphaera imperspicua (Bragin), Xiphotheca (?) dimidiata Bragin, продолжают встречаться Tritortis kretaensis dispiralis, и исчезают Muelleritortis cochleata, Silicarmiger costatus, S. latus, Pylostephanidium cla-

vator. В самых верхах зоны появляются первые представители семейства Saturnalidae.

Обоснование возраста. В разрезах Венгрии (Kozur, Mostler, 1994) и Сихотэ-Алиня на этом стратиграфическом интервале встречаются конодонты *Neogondolella mostleri*, *N. diebeli* (нижний карний).

Замечание. В Венгрии нижняя граница зоны проводится по признаку резкого количественного преобладания вида-индекса по сравнению с *Muelleritortis cochleata* (Kozur, Mostler, 1994). В разрезах Сихотэ-Алиня и других районов Востока России находки *Tritortis kretaensis kretaensis* в верхнем ладине неизвестны, этот подвид здесь появляется лишь в нижнем карнии.

Распространение. Венгрия (Kozur, Mostler, 1994), Сихотэ-Алинь (Дальнегорск, Высокогорск), Сахалин (гора Юноны) (Брагин, 1991), Турция (Bragin, Tekin, 1995).

Верхний карний

Зона *Carpuchosphaera theloides*

Вид-индекс. *Carpuchosphaera theloides* De Wever (De Wever et al., 1979, с. 84, табл. 4, фиг. 1).

Типовая местность. Сихотэ-Алинь, пос. Дальнегорск, сл. 10–12 (Брагин и др., 1988; Брагин, 1991, с дополнениями).

Литология (рис. 2, 3). Слой 10. Диабазы серо-зеленые, массивные, с включениями буро-зеленых базальтов, с маломощными прослоями и линзами (0.5–1 м) красных яшм, иногда выбеленных до голубовато-серого цвета. Мощность 7 м.

Слой 11. Яшмы красные, массивные и неясноплитчатые, часто глинистые, иногда осветленные до серых кремней. Мощность 2–4 м.

Слой 12. Базальты подушечные темно-зелено-вато-бурые, массивные, с буро-зелено-красными межподушечными гиалокластитам, нередко везикулярными, с включениями ярко-красных абиморфных яшмоидов, с отдельными маломощными прослоями (0.5–2 м) и редкими линзами яшм красно-сургучных неясноплитчатых. Мощность 15 м.

Номенклатура. Зона выделяется впервые. По объему она совпадает с подзоной *Carpuchosphaera lea*, выделявшейся ранее (Брагин, 1991). Вид *Carpuchosphaera theloides* отличается простотой диагностики, и поэтому принят в качестве индекса.

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса, а также других видов рода *Carpuchosphaera*: *C. lea* De Wever, *C. tricornis* De Wever, *C. sagaris* Sugiyama, *C. triassica* De Wever и др. (рис. 3). Кроме них, здесь появляются многие другие представители семейства *Carpuchosphaeridae*: *Icrioma tetrancistrum* De Wever, виды рода *Sarla*. К этому времени приурочено первое появле-

ние *Paleosaturnalis*. Среди населлярий появляются *Japonocampe nova* (Yao), *Syringocapsa batotes* De Wever, *Xiphotheca rugosa* Bragin. Полностью исчезают последние представители семейства *Oertlispongiidae* и *Muelleritortidae*. Продолжают встречаться поздние представители рода *Triassocampe*: *T. sulovenssis*.

Замечание. Ассоциации верхнего карния характеризуются окончательно установившимся преобладанием таксонов мезозойского происхождения, обладающих типичной для этого времени морфологией. Таксоны, имеющие первичный каркас палеозойского типа (семейства *Pentactinocarpidae*, *Sepsagonidae* и др.) становятся количественно редкими и однообразными.

В основании зоны *Carpuchosphaera theloides* на Сихотэ-Алине возможен хиатус, охватывающий среднюю часть карнийского яруса. В Западной Европе для этого стратиграфического интервала выделяется зона *Tetraporobracchia haeckeli* (Kozur, Mostler, 1994).

Обоснование возраста. В Дальнегорском разрезе зона охарактеризована комплексом конодонтов позднекарнийского возраста: *Epigondolella abneptis*, *Neogondolella nodosa*.

Распространение. Сихотэ-Алинь, Сахалин, Корякское нагорье (Брагин, 1991), Япония (Yao, 1982; Yoshida, 1986; Matsuoka et al., 1994; Kamata, 1997; Sugiyama, 1997), Филиппины (Yeh, 1990). Зона *Nakasekoellus polita*, совпадающая по стратиграфическому интервалу с верхней частью зоны *C. theloides* и характеризующаяся близким комплексом радиолярий, выделяется в Средиземноморской области (Kozur, Mostler, 1994). В Японии данный интервал расчленяется более подробно (Sugiyama, 1997) (табл. 1).

Нижний и средний норий

Зона *Carpodoce crystallina*

Вид-индекс. *Carpodoce crystallina* Pessagno (Pessagno et al., 1979, с. 176, табл. 1, фиг. 1–3).

Типовая местность. Сихотэ-Алинь, разрез Дальнегорск, сл. 13 (Брагин и др., 1988; Брагин, 1991, с дополнениями).

Номенклатура. Ранее в этом объеме выделялась подзона *Carpodoce antiqua* (Брагин, 1991). Вид *C. antiqua* является младшим синонимом *C. crystallina* (Sugiyama, 1997).

Литология (рис. 2, 3). Кремни серые, сиренево-серые, реже светло-серые, тонко- и среднеплитчатые, с незначительными редкими прослоями желтовато-серых кремнистых аргиллитов. Зона охватывает интервал от подошвы слоя до 6 м.

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению вида-индекса, а также других видов рода *Carpodoce*: *C. crystallina* Pessagno, *C. ruesti* Kozur et

Mostler, C. sarisa De Wever (рис. 3). Кроме них, на этом рубеже появляется *Nakasekoellus pessagno* (*Nakaseko et Nishimura*), *Trialatus robustus* (*Nakaseko et Nishimira*). Ряд характерных видов предыдущей зоны: *Carpnuchosphaera theloides*, *C. lea* – исчезают. Транзитными являются *Icrioma tetrancistrum*, *Kahlerosphaera porica*, *Japonocampe nova*.

Обоснование возраста. В разрезах Сихотэ-Алиня (Дальнегорск, Красная Речка), а также Корякского нагорья (Подгорная) в данном стратиграфическом интервале встречены конодонты зон *Erigondolella abnertis* и *E. postera* нижнего и среднего нория. Аналогичную характеристику имеет этот интервал и в Японии (Yao, 1982). В Средиземноморской области и на западе Северной Америки близкие ассоциации радиолярий встречаются совместно с аммоноидеями и двустворчатыми нижнего-среднего нория (Kozur, Mostler, 1981; 1994; Blome, 1984; Yeh, 1989). В Средиземноморской области для нижнего нория выделяется зона *Carpnodoce guesti* (Kozur, Mostler, 1994). Нижние границы зон *C. crystallina* и *C. guesti* совпадают (табл. 1).

Распространение. Сихотэ-Алинь, Южный Сахалин, Корякское нагорье. Аналоги выделяются в Мексике (Pessagno et al., 1979), Орегоне (Blome, 1983, 1984), Японии (Yao, 1982; Yoshida, 1986; Matsuoka et al., 1994), Средиземноморье (Kozur, Mostler, 1994).

Нижняя часть верхнего нория

Зона *Lysemelas olbia*

Вид-индекс. *Lysemelas olbia* (Sugiyama, 1997, с. 160, фиг. 28–1, 43–6–10b).

Типовая местность. Япония, разрез Инуяма (Sugiyama, 1997).

Номенклатура. Зона выделена в Японии в интервале низов верхнего нория (Sugiyama, 1997).

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса, а также *Pseudoheliodiscus finchi* Pessagno, *Paleosaturnalis* sp. aff. *P. harrisonensis* (Blome), *Vipedis durus* Sugiyama, *Dumitricaella* (?) *parva* Sugiyama, *Sarla hadrecaena* (De Wever) (рис. 3). На этом рубеже исчезают род *Carpnodoce*. В пределах зоны исчезают *Trialatus robustus*, *Kahlerosphaera porica*. Типично присутствие транзитного вида *Pentactinocarpus sevaticus*.

Обоснование возраста. Зона охарактеризована верхненорийскими конодонтами *Erigondolella bidentata*.

Распространение. Япония (Sugiyama, 1997), Сихотэ-Алинь.

Верхняя часть верхнего нория

Зоны *Betraccium deweveri*

Вид-индекс. *Betraccium deweveri* Pessagno et Blome (1980, с. 235, табл. VI, фиг. 1).

Типовая местность. Восточный Орегон, район Сапли-Изи, разрез формации Рэйл Кэбин.

Номенклатура. Зона выделена в ранге подзоны в Орегоне (Blome, 1984), впоследствии прослежена на Дальнем Востоке России как нижняя подзона в составе зоны *Canoptum triassicum* (Брагин, 1991). Позднее ранг повышен до зоны (Carter, 1993).

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса. На этом же уровне появляются многочисленные представители родов *Pantanellium*, *Praemesosaturnalis*, а также виды *Aurtonius elisabethae* Sugiyama, *Vipedis acrostylus* Bragin, *Braginella rudis* (Bragin), *Canoptum rhaeticum* (Yao), *Livarella validus* Yoshida, *L. densiporata* (Kozur et Mostler) (рис. 3).

Обоснование возраста. В разрезах Дальнего Востока России (Дальнегорск, Корякское нагорье) данная зона соответствует конодонтовой зоне *Erigondolella bidentata* (верхний норий). В Северной Америке зона датирована верхненорийскими конодонтами (Carter, 1993).

Замечание. Данная зона в настоящее время является лучше всего прослеженным радиоляриевым биостратоном. При этом наблюдаются некоторые различия в составе комплексов, например, на Кипре ассоциация с *Betraccium deweveri* имеет более бедный состав, что объясняется ее неритическим характером (Брагин, Крылов, 1996).

Ранее считалось, что зона *B. deweveri* охватывает весь верхний норий. Последними работами в разрезах Японии установлено (Sugiyama, 1997), что вид-индекс и сопутствующие типичные таксоны появляются выше нижней границы верхнего нория.

Распространение. Орегон (формация Рэйл Кэбин) (Blome, 1983; 1984; Yeh, 1989), Мексика (п-ов Калифорния) (Pessagno et al., 1979), Британская Колумбия и Аляска (Carter, 1993), Корякское нагорье (Подгорная), Сахалин (гора Юноны), Сихотэ-Алинь (Дальнегорск, Хабаровск) (Брагин, 1991), Япония (Yao, 1982; Yoshida, 1986; Matsuoka et al., 1994), Филиппины (Yeh, 1990; 1992), Новая Зеландия, Кипр (Брагин, Крылов, 1996), Турция (Bragin, Tekin, 1996).

Нижний рэт

Зона *Livarella densiporata*

Вид-индекс. *Livarella densiporata* (Kozur et Mostler, 1981, с. 115, табл. 9, фиг. 1a, 1b).

Типовая местность. Австрия, Зламбахграбен (Kozur, Mostler, 1994).

Номенклатура. Ранее данный стратиграфический интервал составлял верхнюю часть зоны

Canoptum triassicum (Yao, 1982; Брагин, 1991) и выделялся в подзону *Livarella gufuensis* (Брагин, 1991). Вид *Livarella densiporata* является значительно более распространенным географически и потому репрезентативнее в качестве вида-индекса.

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению *Risella tledoensis* Carter, *Orbiculiforma* aff. *multibrachiata* Carter, *Proparvicingula* sp. cf. *P. moniliformis* Carter, *Torosaturnalis orientalis* Bragin (рис. 3). Здесь же исчезает вид *Betracium deweveri*. Продолжают встречаться *Vipedis acrostylus*, *Canoptum rhaeticum*, *Deflandrecyrtium nobense*, *Braginella rudis*, *Livarella validus*.

Обоснование возраста. В типовой местности зона охарактеризована рэтскими конодонтами *Misikella posthernsteini* (Kozur, Mostler, 1994). Те же конодонты встречены в разрезах Сихотэ-Алинь (Брагин, 1991).

Распространение. Средиземноморская область (Kozur, Mostler, 1994), восток России (Брагин, 1991). Аналоги данной зоны выделяются в Британской Колумбии (Carter, 1993), Японии (Yoshida, 1996; Sugiyama, 1997) и на Филиппинах (Yeh, 1992).

Верхний рэт

Зона *Globolaxtorum tozeri*

Вид-индекс. *Globolaxtorum tozeri* (Carter, 1993, с. 111, табл. 19, фиг. 14–16).

Типовая местность. Канада, Британская Колумбия, о-ва Королевы Шарлотты, разрезы о. Кунга и Кеннекотт Пойнт.

Номенклатура. Зона выделена в Британской Колумбии в объеме верхнего рэта (Carter, 1993).

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса, а также *Bistarkum* (?) *cylindratum* Carter и *Pantanellium skidegatense* Pessagno et Blome (рис. 3). Здесь же исчезают многие виды двух предшествующих зон: *Praemesosaturnalis hexaspinosus* (Bragin), *P. multidentatus* (Kozur et Mostler), *P. gracilis* (Kozue et Mostler), *P. heilongjiangensis* Yang et Mizutani, *P. aciferus* (Bragin), *P. diminutus* (Bragin). Продолжают встречаться *Vipedis acrostylus*, *Canoptum rhaeticum*, *Dreyericyrtium ithacanthum*. На верхнем рубеже зоны исчезает большинство родов рэтских радиолярий.

Обоснование возраста. Отложения зоны охарактеризованы в стратотипе поздне рэтскими аммонитами *Choristoceras rhaeticum* Guembel и *C. nobile* Mojsisovics (Carter, 1993).

Замечания. Ассоциации радиолярий рэтского яруса весьма своеобразны. В их составе резко преобладают типично мезозойские группы, в том числе получающие дальнейшее развитие в юре

семейства *Pantanelliidae* и *Saturnalidae*. Многие таксоны морфологически сходны с юрскими радиоляриями, например, *Globolaxtorum tozeri*, *Pseudohagiastrum* (?) *tasuense* Carter. Виды с первичным каркасом палеозойского типа редки и могут считаться реликтовыми: *Braginella rudis*, *Pentactinocarpus magnus*.

Вместе с тем преобладание радиоляриевых ассоциаций верхнего триаса и нижней юры нарушается крупным вымиранием, произошедшим в конце рэтского яруса. На этом рубеже исчезают все виды рода *Livarella*, все таксоны семейства *Ferresidae* (роды *Ferresium* и *Risella*), последние *Pentactinocarpidae*, *Eptingiidae* и *Capnuchosphaeridae*, полностью обновляется состав семейств *Pantanelliidae* и *Saturnalidae* (Carter, 1993; Брагин, 1994). Наиболее древние юрские комплексы радиолярий отличаются однообразным, таксономически бедным составом, резко контрастируя с рэтскими (Carter, 1993; Carter et al., 1998).

Распространение. Британская Колумбия (Carter, 1993), Сихотэ-Алинь, Япония (Sugiyama, 1997).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Возможности детального расчленения триасовой системы по радиоляриям весьма велики и далеко не исчерпываются схемой, предложенной в данной работе. В интервале нижнего триаса необходим поиск новых местонахождений радиолярий, особенно практически неизученных индских и нижнеоленекских. Для интервала средний – верхний триас многое сулит использование данных по филогении быстро развивавшихся групп, особенно рода *Triassocampe*, семейств *Oertlisprongiidae* и *Saturnalidae*. В настоящее время сложно оценить темпы эволюции радиолярий в триасовом периоде, поскольку значительное количество таксонов еще не описаны. Тем не менее эти темпы, исходя из большого числа короткоживущих видов, могли быть существенно выше, чем в юре и мелу. Высокая детальность расчленения среднего и верхнего триаса по радиоляриям, а также хорошая прослеживаемость выделенных биостратонов, позволяют говорить о возможности перехода от узко утилитарного использования этой группы (например, датировка кремнистых образований) к ее широкому использованию в общей и региональной стратиграфии триасовой системы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 97-05-64646).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брагин Н.Ю. Биостратиграфия триасовых отложений Южного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 61–75.

- Брагин Н.Ю.* Микрофауна и стратиграфия триасовых кремнистых толщ Востока СССР. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН. 1988. 21 с.
- Брагин Н.Ю., Олейник Л.М., Парняков В.П.* Стратиграфия и структура опорного разреза горбушинской свиты мезозоя Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 23–34.
- Брагин Н.Ю.* Радиоларии и нижнемезозойские толщи Востока СССР // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1991. Вып. 469. 125 с.
- Брагин Н.Ю.* Стратиграфия верхнепалеозойских и мезозойских толщ в районе Хабаровска // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 9. С. 35–40.
- Брагин Н.Ю.* Развитие радиоларий в позднем триасе и ранней юре // Палеонтологический журнал. 1994. № 2. С. 12–20.
- Брагин Н.Ю.* Этапы развития радиоларий в триасовом периоде и их стратиграфическое значение // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 2. С. 39–49.
- Брагин Н.Ю., Крылов К.А.* Стратиграфия и литология верхнетриасовых отложений юго-западного Кипра (формация Вламбурос) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 28–37.
- Егоров А.Ю., Брагин Н.Ю.* Первые находки радиоларий в триасовых отложениях севера Сибири // Докл. РАН. 1995. Т. 340. № 5. С. 649–652.
- Aita Y.* Triassic Radiolaria and their faunal affinities in New Zealand // *Interrad VII*, Osaka 1994. Abstracts. P. 5.
- Blome Ch.D.* Upper Triassic Capnuchosphaeridae and Capnodocinae (Radiolaria) from East-Central Oregon // *Micropaleontology*. 1983. V. 39. № 1. P. 11–49.
- Blome Ch.D.* Upper Triassic Radiolaria and radiolarian zonation from Western North America // *Bull. Amer. Paleontol.* 1984. V. 85. № 1. P. 1–88.
- Blome Ch.D., Hull D.M., Pessagno E.A., Jr., Reed K.M.* Mesozoic Radiolaria // *Siliceous microfossils*. Blome Ch.D. et al. (convenors). *Paleont. Soc. Short courses in paleontology*. Tennessee Univ. 1995. № 8. P. 31–60.
- Bragin N.Yu.* Boreal Triassic radiolarian succession of Omolon Massif (Northeast Siberia) // *Interrad VII*, Osaka. 1994. Abstracts. P. 25.
- Bragin N.Yu., Tekin U.K.* Ladinian and Upper Triassic Radiolaria from Gazipasa Section (Antalya, Turkey) // *IV Intern. Conference on Plate Tectonics*. Moscow. 1995. Abstracts. P. 57.
- Bragin N.Yu., Tekin U.K.* Age of radiolarian-chert blocks from the Senonian Ophiolitic Melange (Ankara, Turkey) // *The Island Arc*. 1996. № 5. P. 114–122.
- Carter E.S.* Biochronology and Paleontology of uppermost Triassic (Rhaetian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada // *Mem. Geol. (Lausanne)*. 1993. № 11. 175 p.
- Carter E.S., Whalen P.A., Guex J.* Biochronology and paleontology of Lower Jurassic (Hettangian and Sinemurian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia // *Geol. Surv. Canada*. 1998. Bull. 496. P. 1–162.
- Clark D.L., Paull R.K., Sokien M.A., Morgan W.* Triassic conodont biostratigraphy in the Great Basin // *Brigham Young Univ. Geol. Stud.* 1979. V. 26. № 3. P. 179–183.
- De Wever P., Sanfilippo A., Riedel W.R., Gruber B.* Triassic Radiolaria from Greece, Sicily and Turkey // *Micropaleontology*. 1979. V. 25. № 1. P. 75–110.
- De Wever P., Martini R., Zaninetti L.* Datation paleontologique des radiolaires du Lagonegro (Formation du Monte Facito. Italie meridionale). Individualization des le Trias moyen de bassins pelagiques on Tethys occidentale // *C. R. Acad. Sci. (Paris)*. 1990. Ser. II. V. 310. P. 583–589.
- Dumitrica P., Kozur H., Mostler H.* Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps // *Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck*. 1980. Bd. 10. № 1. P. 1–46.
- Ishida H.* The order of appearance of some radiolarians in Anisian bedded-chert bodies in the south zone of the Chichibu Belt, Eastern Shikoku // *J. Sci. Univ. Tokushima*. 1984. V. 17. P. 15–29.
- Kamata Y.* Early Triassic radiolarians from black siliceous shale and black chert in the Kuzu area of the Ashio Terrane, central Japan // *Fossils*. 1995. № 59. P. 23–31.
- Kamata Y.* Late Permian to Late Triassic radiolarians obtained from a float of the sandstone and chert breccia in the Ashio Mountains (Preliminary report) // *News Osaka Micropaleontologists*. 1997. Spec. vol. № 10. P. 97–107.
- Koike T.* Biostratigraphy of Triassic conodonts in Japan // *Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ. Sec. II*. 1981. № 28. P. 25–42.
- Kozur H.* Revision der Conodontenzonierung der Mittelund Obertrias des tethyalen Faunenreichs // *Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck*. 1980. Bd. 10. № 314. S. 70–172.
- Kozur H.* Muelleritortiidae n. fam., eine charakteristische longobardische (oberladinische) Radiolarienfamilie. Teil I. // *Freiberger Forsch.-H.*, 1988a. C. 419. S. 51–61.
- Kozur H.* Muelleritortiidae n. fam., eine charakteristische longobardische (oberladinische) Radiolarienfamilie. Teil II. // *Freiberger Forsch.-H.* 1988b. C. 247. S. 95–99.
- Kozur H., Mostler H.* Beitrage zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV. // *Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck*. 1981. Sonderband. № 1. 208 S.
- Kozur H., Mostler H.* Anisian to middle Carnian radiolarian zonation and description of some stratigraphically important radiolarians // *Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck*. 1994. Sonderband. № 3. P. 39–255.
- Kozur H., Kraimer K., Mostler H.* Radiolarians and facies of the middle Triassic Loibl Formation, South Alpine Karawanken Mountains (Carinthia, Austria) // *Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck*. 1996a. Sonderband. № 4. S. 195–269.
- Kozur H., Kaya O., Mostler H.* First evidence of lower to middle Scythian (Dienerian – lower Olenekian) radiolarians from the Karakaya Zone of northwestern Turkey // *Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck*. 1996b. Sonderband. № 4. S. 271–285.
- Matsuoka A., Hori R., Kuwahara K., Hiraishi M., Yao A., Ezaki Y.* Triassic-Jurassic radiolarian-bearing sequences in the Mino Terrane, central Japan // *Guide Book for Interrad VII field excursion*. Osaka. 1994. P. 19–61.
- Nakaseko K., Nishimura A.* Upper Triassic Radiolaria from Southwest Japan // *Sci. Rep. Coll. Gen. Educ. Osaka Univ.* 1979. V. 28. № 2. P. 61–109.
- Pessagno E.A., Jr., Finch W., Abbott P.L.* Upper Triassic Radiolaria from the San Hipolito Formation, Baja California // *Micropaleontology*. 1979. V. 25. № 1. P. 160–197.
- Pessagno E.A., Jr., Blome Ch.D.* Upper Triassic and Jurassic Pantanelliinae from California, Oregon and British Columbia // *Micropaleontology*. 1980. V. 26. № 2. P. 225–273.

- Sashida K.* Lower Triassic Radiolaria from the Kanto Mountains, central Japan. Part 1: Paleoscenidiidae // Trans. Proc. Paleontol. Soc. Japan. N. S. 1983. № 131. P. 168–176.
- Sashida K.* Early Triassic radiolarians from the Ogamata Formation, Kanto Mountains, Central Japan. Part 2 // Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan. № S. 1991. № 161. P. 681–696.
- Sashida K., Igo H.* Triassic radiolarians from a limestone exposed at Khao Chiak near Phatthalung, Southern Thailand // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N. S. 1992. № 168. P. 1296–1310.
- Sato T., Murata M., Yoshida H.* Triassic to Jurassic radiolarian biostratigraphy in the southern part of Chichibu terrane of Kyushu, Japan // News Osaka Micropaleontologists. 1986. Spec. vol. № 7. P. 9–23.
- Sugiyama K.* Lower and Middle Triassic radiolarians from Mt., Kinkazsn, Gifu Prefecture, Central Japan // Trans. Proc. Paleontol. Soc. Japan. New Ser. 1992. № 167. P. 1180–1223.
- Sugiyama K.* Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the southeastern Mino Terrane, Central Japan // Bull. Mizunami Fossil Mus. 1997. № 24. P. 79–153.
- Sweet W.C.* Uppermost Permian and Lower Triassic conodonts of the Salt Range and Transindus Ranges, West Pakistan // Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan. Univ. Kansas. 1970. P. 207–275.
- Sweet W.C., Mosher L.C., Clark D.L. et al.* Conodont biostratigraphy of the Triassic in symposium of conodont biostratigraphy // Geol. Soc. Amer. Mem. 1971. № 127. P. 441–465.
- Sweet W.C., Bergstrom S.M.* Conodonts and biostratigraphic correlation // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 85–112.
- Yao A.* Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan // J. Geosci. Osaka City Univ. 1982. V. 25. P. 53–70.
- Yao A.* Triassic and Jurassic radiolarians // Pre-Cretaceous Terranes of Japan. Publication of IGCP 224. 1990. P. 329–345.
- Yeh K.-Y.* Studies of Radiolaria from Fields Creek Formation, east-central Oregon, U.S.A. // Bull. Nat. Museum Natur. Sci. 1989. № 1. P. 43–109.
- Yeh K.-Y.* Taxonomic studies of Radiolaria from Busuanga Island, Philippines // Bull. Nat. Museum Natur. Sci. 1990. № 2. P. 1–63.
- Yeh K.-Y.* Triassic Radiolaria from Uson Island, Philippines // Bull. Nat. Museum Natur. Sci. 1992. № 3. P. 51–91.
- Yoshida A.* Upper Triassic to Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in Kagamigahara City, Gifu Prefecture, Central Japan // J. Earth Sci. Nagoya Univ. 1986. V. 34. P. 1–21.

Рецензенты *А.И. Жамойда,*
В.А. Захаров

УДК 563.12:551.762

ДИНАМИКА РАЗНООБРАЗИЯ И ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ЮРСКИХ ФОРАМИНИФЕР

© 2000 г. В. А. Басов*, К. И. Кузнецова**

* ВНИИОкеангеология, 190121 Санкт-Петербург, Английский просп., 1, Россия

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

Поступила в редакцию 05.04.99 г.

Рассмотрен состав сообществ юрских фораминифер от геттанга до титона включительно по трем палеозоохориям: Тетической, Бореально-Атлантической и Арктической. Проанализирован состав фораминифер всех таксономических рангов от видов до отрядов с упором на родовой уровень, объективно отражающий в геологической летописи макроэволюционный процесс. Рубеж триаса и юры отмечен массовым вымиранием фораминифер (около 55 родов), особенно в составе миллиолид (22)¹, инволютиид (11), роталиид (7), лагенид (4). Намечено пять крупных этапов развития фораминифер на протяжении юры: I – рэт-лейасовый (включающий зону planorbis геттанга), кризисный; II – раннеюрский, начальный, характеризующийся в геттанге и начале синемюра низким систематическим разнообразием, резко возрастающим в конце синемюра, плинсбахе (особенно позднем) и тоаре; III – средне-юрский (докелловейский), проявившийся в кризисных тенденциях на рубеже тоара и аалена и увеличении систематического разнообразия в байосе–бате, особенно в тетических сообществах; IV – келловей-оксфордский расцвет, сопровождавшийся повсеместно бурной вспышкой таксонообразования; V – кимеридж-титонская стабилизация. Важнейшим событием в развитии юрских фораминифер является возникновение в байосе первых планктонных родов. Динамика таксономического разнообразия фораминифер характеризуется волнообразным характером при общем его возрастании на целый порядок от геттанга до титона (соответственно 60 и 127 родов, при общем числе родов, известных в юре 243).

Ключевые слова. Фораминиферы, биоразнообразие, юра, биотические события, кризисы, вымирания, палеозоохория, эволюция.

Юрское время, которое, по мнению А. Хэллема (1978), завершало древний этап развития Земли, охватывало тот отрезок геологической истории, когда биота еще сохраняла признаки и особенности раннего мезозоя и, отчасти, позднего палеозоя и в то же время несла уже новые черты, получившие развитие в меловую и более поздние эпохи.

Развитие морской биоты юры происходило на фоне значительных событий в истории Земли – завершения раннекеммерийской складчатости, раскрытия Атлантики, распада карбонатной платформы Тетиса, предмеловых позднекеммерийских поднятий, значительных трансгрессий и регрессий, изменивших размеры и очертания акваторий Северного полушария, климатических изменений, приведших в байосское время к усилению различий между зоохориями, соответственно, повышению их ранга и обособлению Арктической палеозоогеографической области. Однако на протяжении 70 млн. лет юрского периода не от-

мечено ни одного рубежа массовых вымираний, ни одного катастрофического события, которое уничтожило бы существенную часть биоты. Напротив, на примере фораминифер видно, что многие группы получили бурное развитие, ожились формообразование, возникли новые крупные таксоны – роды, семейства, отряды, впервые в истории класса Foraminifera появились планктонные формы. Эта важнейшая веха в эволюции данной группы во многом определила ее дальнейшее развитие. Анализ фораминифер, их изменений на протяжении юры и интерпретации причин этих преобразований составляет предмет настоящей работы.

Материал, использованный авторами включает как собственные сборы по многочисленным юрским разрезам разных широтно-климатических зон, изучавшиеся авторами на протяжении нескольких десятилетий, так и обширные литературные данные.

Особенности дифференциации юрской фауны фораминифер позволили нам еще в 70-е годы выделить три типа фауны или фаунистических груп-

¹ В скобках указано число вымирающих родов фораминифер.

пировок, не поддающихся дальнейшему укрупнению и отличающихся составом, местом происхождения и историей формирования (Басов, 1974; Кузнецова, 1979) (рис. 1):

а) тропический, цикламмининово-пфендеринидовый. В его составе широко распространены высокоспециализированные эндемики (со сложным ячеистым или альвеолярным внутренним строением) так называемые “крупные” агглютинирующие фораминиферы отрядов *Lituolida*, *Ataxophragmiida*, *Orbitolinida* и известковые фарфоровидные из отряда *Miliolida*;

б) субтропический нодозариидово-эпистоминидовый, в котором отсутствуют указанные выше высокоспециализированные формы и господствующими становятся известковистые фораминиферы с фарфоровидной и радиально-лучистой структурой стенки и простым внутренним строением камер. Это, главным образом, представители космополитного отряда *Lagenida* и семейства *Ceratobuliminidae* и *Epistominidae* из роталиид. Важную роль в составе фауны этого типа играют милиолиды, спириллиниды, инволутиниды, распространенные и в Тетисе, но отсутствующие, как и эпистоминиды, в арктических регионах. Эндемики представлены только на родовом уровне:

в) умеренно-холоднотропический нодозариидово-аммодисцидовый, в котором мелкие агглютинирующие фораминиферы (обычно с кремнистым или железистым цементом) являются преобладающими или играют равную роль с известковыми, космополитными лагенидами. Доминируют роды из отрядов *Ammodiscida*, *Nodosariida*, а также из семейств *Trochamminidae*, *Ataxophragmiidae*, *Textulariidae*. Эндемизм высок только на видовом уровне.

На рубеже триаса и юры произошло одно из самых крупных в истории Земли массовых вымираний морских животных (Hallam, 1995; Алексеев, 1998). Оно коснулось и фораминифер: исчезает около 55 родов (35% от общего числа 160 известных в триасе), а также ряд семейств и подсемейств. Особенно много родов исчезло в составе милиолид (22), инволутинид (11), роталиид (7). Это событие освободило занятые ранее экологические ниши и способствовало быстрой эволюции и расселению новообразованных и переживших кризис родов и видов в трансгрессировавших морских бассейнах юрского периода.

Юрский период был временем активного формообразования: от видов (до 50 и более за век в составе только одного господствовавшего рода *Lenticulina*) до родов (по 24 новых рода появляются, например, в байосе и оксфорде). Возникают и новые таксоны высокого порядка: 33 в ранге семейства и 8 – отряда и подотряда. Появление “крупных” агглютинирующих литуолид и орбитолид, секреторных известковистых цератобулимид, эпистоминид, булимид и особенно

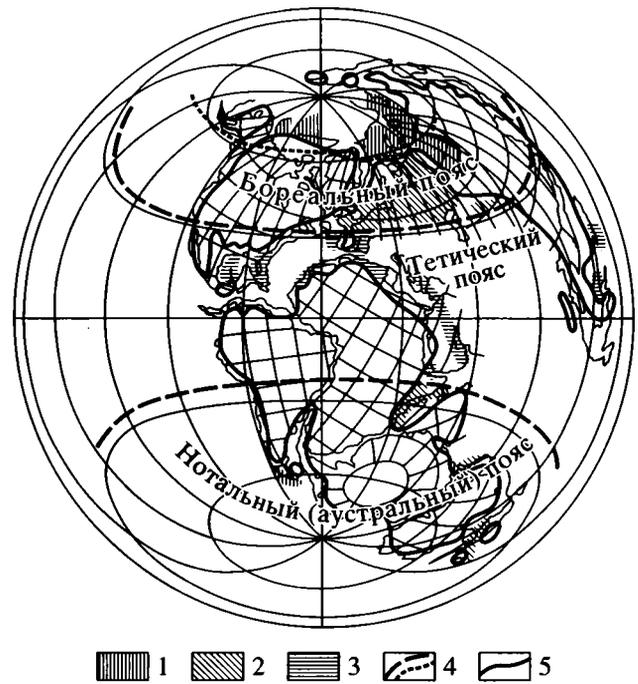


Рис. 1. Географическое распространение основных типов фауны фораминифер в юрское время.

1 – нодозариидово-аммодисцидовый тип (умеренно-холодноводный); 2 – нодозариидово-эпистоминидовый тип (субтропический); 3 – цикламминидово-пфендеринидовый тип (тропический); 4 – границы палеозоохорий; 5 – границы континентов.

планктонных глобигеринид – важнейшие вехи в эволюции фораминифер, определившие их дальнейшее развитие в меловом периоде.

Для получения представления о биоразнообразии юрской фауны фораминифер были составлены списки видов по каждому ярусу для каждой из трех основных палеозоохорий: Арктической, Бореально-Атлантической и Тетической по собственным данным авторов и многочисленным публикациям таксономического и стратиграфического характера. При этом в первую очередь использовались работы монографического содержания, атласы (Hottinger, 1967; Kuznetsova et al., 1996; Григялис, 1985), а также ревизии старых работ (как, например, E. Seibold, I. Seibold, 1956; Bach et al., 1959; Ruget, 1976 и др.).

Осложняла работу различная степень изученности фораминифер и неоднородность опубликованных данных. Наиболее детальные исследования посвящены фораминиферам Северного полушария, особенно бореальным сообществам. Сведения о тетических фораминиферах не столь полны, данные о нотальных фаунах единичны. Глобальный анализ состава и распространения юрских фораминифер потребовал использования всех опубликованных данных, в том числе и мате-

Арктическая провинция

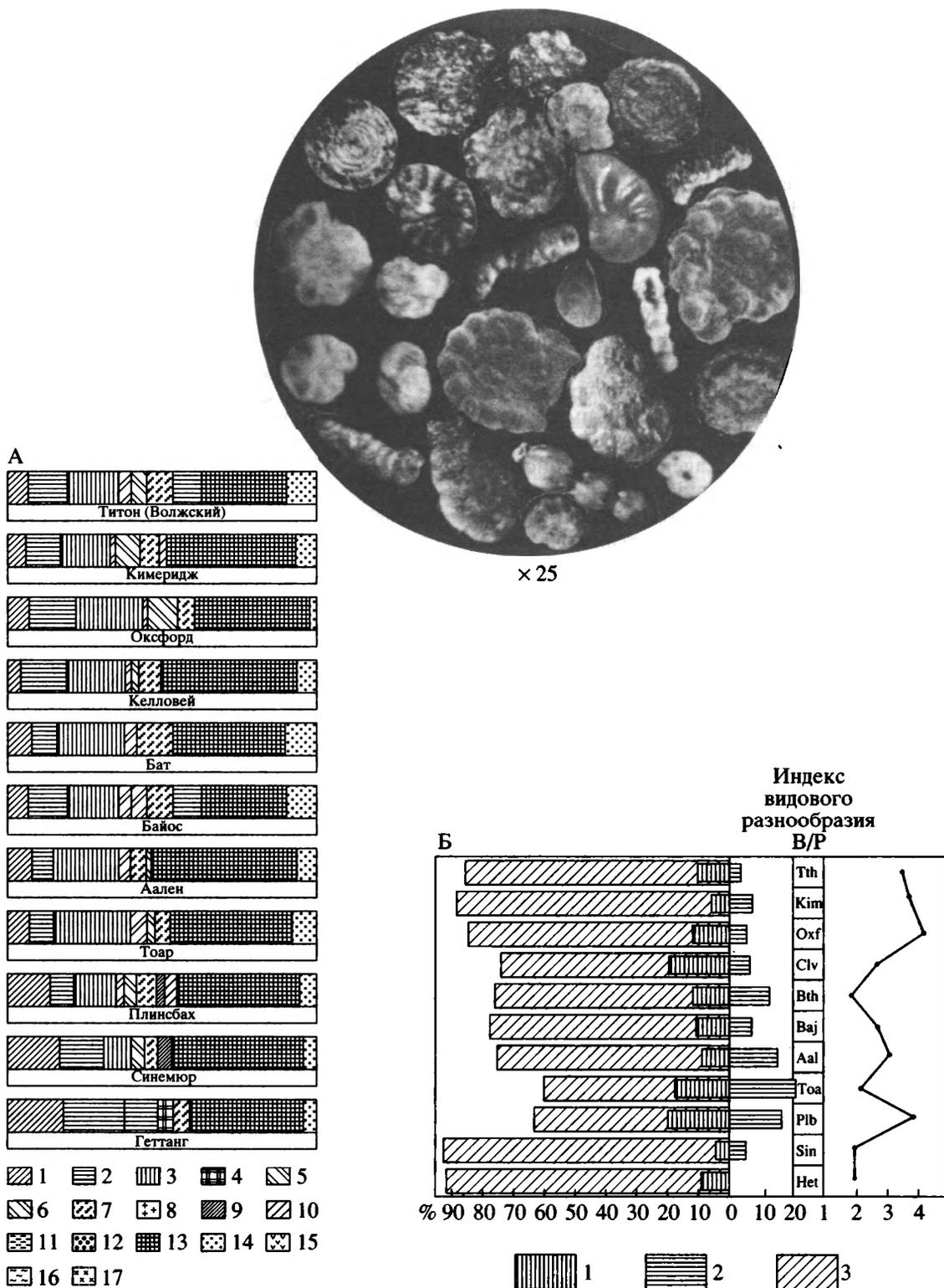


Рис. 2. А. Систематический состав сообществ юрских фораминифер (по отрядам, в процентах) в Арктической зоохории. Отряды фораминифер: 1 – Astorhizida, 2 – Ammodiscida, 3 – Lituolida, 4 – Rzehakinida, 5 – Trochamminida, 6 – Textulariida, 7 – Ataxophragmiida, 8 – Orbitolinida, 9 – Involutinida, 10 – Cornispirida, 11 – Spirillinida, 12 – Miliolida, 13 – Lagenida, 14 – Polymorphinida, 15 – Rataliida, 16 – Globigerinida, 17 – Buliminida.

Б. Изменение числа появляющихся, вымирающих и выживающих родов юрских фораминифер (в процентах). 1 – появляющиеся; 2 – вымирающие; 3 – выживающие роды.

риалов по изучению океанических осадков, полученных в результате глубоководного бурения, в обработке которых авторы также принимали участие (Luterbacher, 1972; Bartenstein, 1974; Kuznetsova, 1974; Kuznetsova, Seibold, 1977; Grasdstein, 1983; Gradstein, Sheridan, 1983; Riegraf et al., 1984).

Следует оговориться, что составление полных видовых списков по ярусам (а общее число видов в юре оценивается в 1000 и более) задача крайне сложная и не может быть удовлетворительно решена без максимально полного анализа литературных источников (в случае фораминифер они чрезвычайно обильны и нередко рассеяны по труднодоступным изданиям), в том числе углубленной их ревизии с целью устранения синонимов. С этой точки зрения авторы находятся лишь в середине пути и представляемые данные могут рассматриваться как первый опыт, дающий пока еще не окончательную, но, учитывая массовость исходного материала, статистически достаточно достоверную картину изменения систематического разнообразия, по крайней мере, на родовом уровне.

На этой основе определены численность и состав родов для каждого века по всем 17 отрядам, известным в юрское время (система Н.И. Маслаковой и Т.Н. Горбачик, 1995 с учетом данных Loeblisch, Tarran, 1988).

Общий систематический состав и структура юрских сообществ по основным зоохориям показаны на рис. 2А, 3А, 4А. На них отражено процентное содержание представителей всех 17 отрядов по ярусам.

Рассматривая родовой состав сообществ фораминифер последовательно для каждого геологического века, мы можем подразделить их по принципу появления, исчезновения или выживания. Представив эти показатели в виде процентов от общего числа родов, известных в данном веке, можно получить кривые, характеризующие динамику таксономического разнообразия и эволюционных процессов на протяжении юрского периода (рис. 2Б, 3Б, 4Б).

Для ее выявления авторы в своей работе использовали следующие показатели.

Индекс таксономического разнообразия: отношение числа таксонов низшего порядка к более высокому (видов к родам, родов к семействам или отрядам и т.д.), рассчитанное для выбранного отрезка геологического времени (века). Индекс вымирания: количество вымирающих родов, выраженное в процентах от общего числа существовавших в данном веке. Интенсивность вымирания: отношение индекса вымирания на критическом рубеже к фоновому уровню вымирания (в предыдущие спокойные века). Индекс исчезновения: то же для родов как вымерших, так и исчезнувших на определенный период (Lazarus-taxons,

см. ниже). Индекс появления: количество впервые возникших родов, выраженное в процентах от общего числа существовавших в данном веке. Индекс обновления: то же для впервые возникших и повторно появившихся (Lazarus-taxons). Показатель изменения на границе стратиграфических рубежей: отношение суммы родов, появившихся выше и исчезнувших ниже границы в процентах к сумме всех родов, встречающихся в обоих ярусах. Показатель изменения соответствует коэффициенту изменения таксономического состава на стратиграфических рубежах, предложенному Ю.Е. Ткачевым (Коми НЦ УрО РАН) и использованному А.В. Вороновым (1994) для аммоноидей:

$$R = \frac{N(H) + N(B)}{N(H) + N(B) + N(T)}$$

$N(H)$ – число таксонов, возникших на данном стратиграфическом рубеже

$N(B)$ – то же вымерших

$N(T)$ – число транзитных таксонов.

Нетрудно заметить, что $N(H) + N(B) + N(T)$ и есть, в нашем случае, сумма всех родов, встречающихся в обоих ярусах, а показатель изменения соответствует коэффициенту изменения Ю.Е. Ткачева, представленному в процентах. Термин *показатель* по своему смыслу (то, по чему можно судить о развитии и ходе чего-либо, см. “Словарь” С.И. Ожегова) больше подходит к цели нашего исследования, чем *коэффициент* (величина, определяющая свойство физического тела).

Разделение понятий вымирания и исчезновения, появления и обновления связано с тем, что среди “появляющихся” и “исчезающих” таксонов (в нашем случае родов) можно выделить две группы, в равной степени важные для понимания эволюционных процессов: роды, впервые появившиеся на рассматриваемом рубеже Земной истории (например, *Tristix* в плинсбах, *Epistominoides* в байосе) и роды ранее существовавшие, но на протяжении ряда веков не обнаруживаемые в палеонтологическом материале и вновь появляющиеся уже в более молодых отложениях (так называемый “Lazarus-taxons”). Тот же *Tristix* не отмечен исследователями в тоаре и аалене и вновь появляется в байосе, встречаясь далее до конца юры, в меловом и палеогеновом периодах (тоже, по-видимому, с рядом перерывов). *Epistominoides* известен с байоса по кимеридж, затем только в барреме и палеогене (Григалис, 1985). Хорошо известный в триасе род *Meandrospira* вообще не встречен в юрских отложениях, но достаточно

Бореально-Атлантическая
провинция

× 25

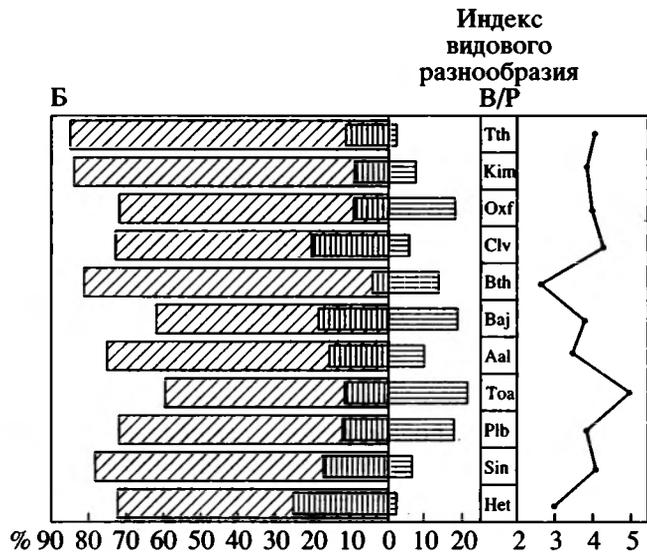
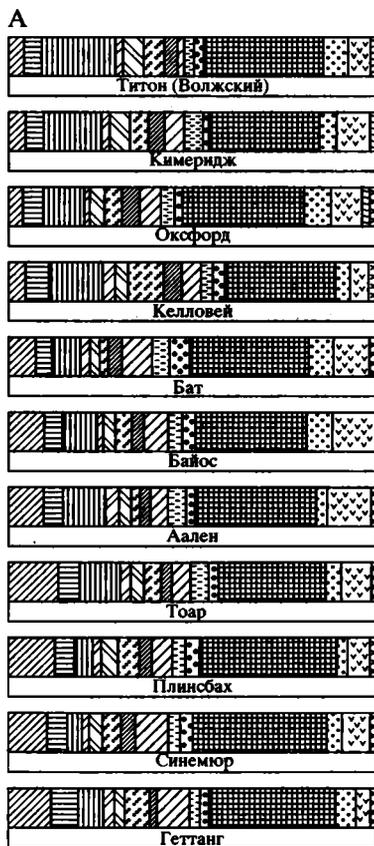
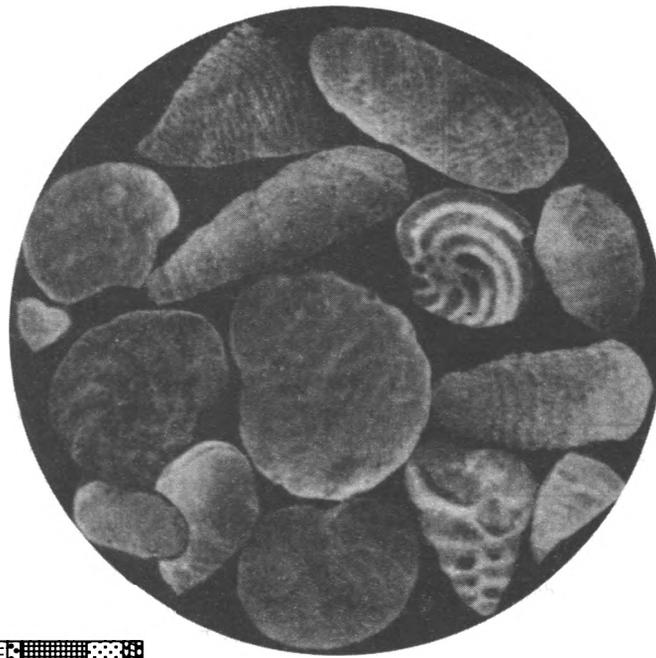


Рис. 3. А. Систематический состав сообществ юрских фораминифер (по отрядам, в процентах) в Бореально-Атлантической зоохории.

Б. Измерение числа появляющихся, вымирающих и выживающих родов юрских фораминифер (в процентах). Усл. обозначения см. на рис. 2.

Тетическая область



× 25

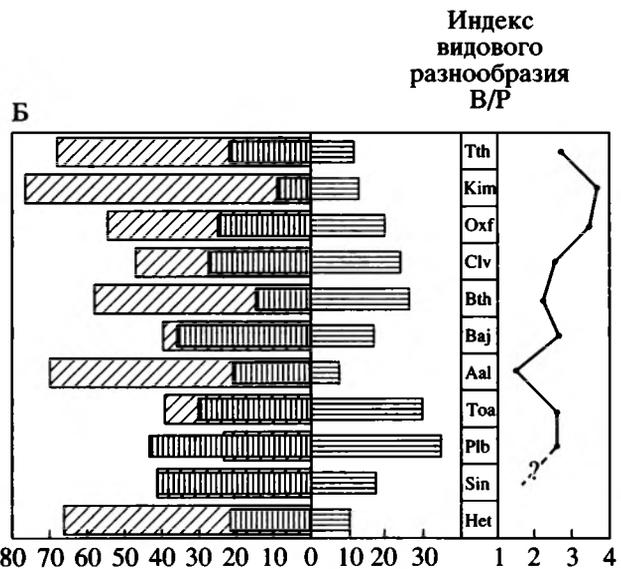
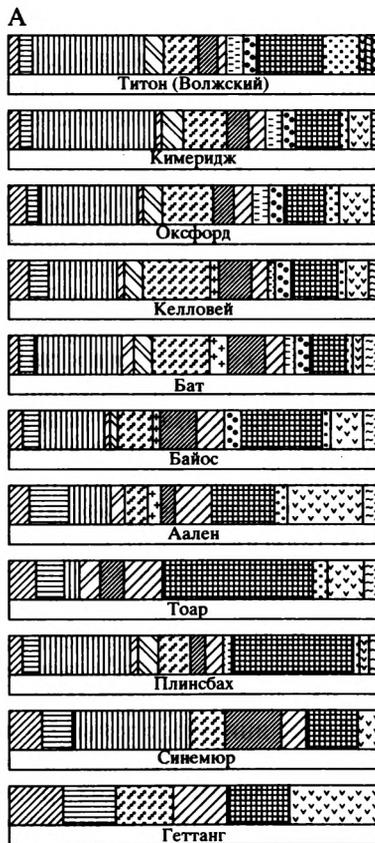


Рис. 4. А. Систематический состав сообществ юрских фораминифер (по отрядам, в процентах) в Тетической зоохории. Б. Измерение числа появляющихся, вымирающих и выживающих родов юрских фораминифер (в процентах). Усл. обозначения см. на рис. 2.

широко распространен в раннем мелу, начиная с валанжина. Причина такого распространения может заключаться как в неполноте палеонтологической летописи, особенно в связи с временным

значительным снижением численности и сокращением ареала распространения рода, так и в реально имевшем место перерыве в филетической последовательности форм, относимых к данному

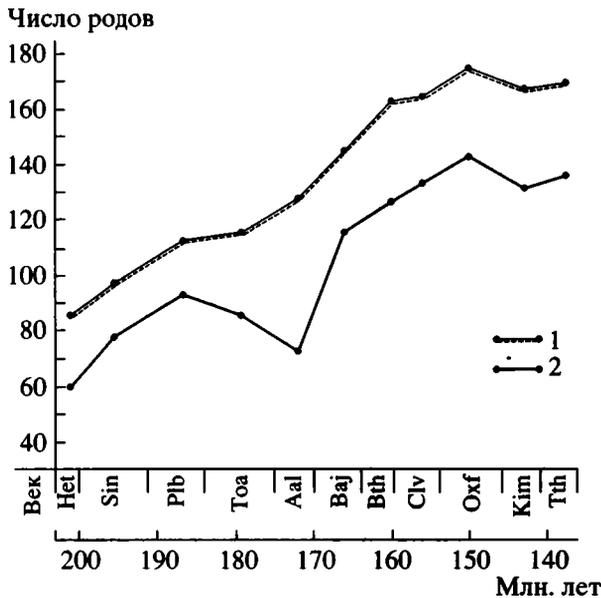


Рис. 5. Родовое разнообразие юрских фораминифер. 1 – число родов, включая “Lazarus-taxons”; 2 – число родов без учета “Lazarus-taxons”.

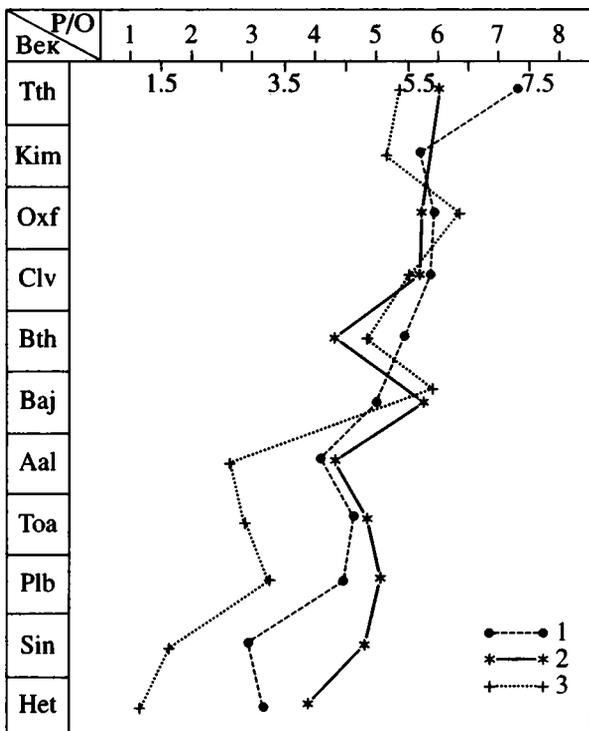


Рис. 6. Изменение индекса родового разнообразия (P/O) юрских фораминифер. Зоохории: 1 – Арктическая, 2 – Бореально-Атлантическая, 3 – Тетическая.

роду. В последнем случае можно думать о недостаточной систематической изученности группы и возможности выделения позднее возникших видов с признаками данного рода в новый род, либо,

наконец, о генетических механизмах, позволяющих на время утрачивать, а затем вновь приобрести признаки определенного рода.

В связи со сказанным, расчет по векам числа появившихся и исчезнувших родов, а, следовательно, и показателя обновления сообществ, может проводиться с учетом и без учета Lazarus-taxons и результаты таких подсчетов будут существенно различны (рис. 5).

Всего в юрском периоде отмечено 243 рода фораминифер (239 бентосных и 4 планктонных) (табл. 1). Из них 174, или 72%, впервые появились в этом периоде. Фоновый уровень появления новых родов на протяжении одного века 8–12. На рубеже активного родообразования уровень появления может увеличиваться до 2 раз.

Начало юры характеризует низкое систематическое разнообразие – сообщества фораминифер еще не оправались после массового вымирания в конце триаса (табл. 2). Особенно скуден состав фораминифер в препланорбисовых слоях, но уже к концу геттанга число родов достигает 60, а число впервые появившихся юрских родов 21 (36% от общего числа). Далее наблюдается последовательное постепенное увеличение систематического разнообразия до раннеюрского максимума (95 родов) в плинсбах. В ранней юре появляется 16 новых семейств (48% новых юрских семейств) и 3 отряда и подотряда. В послеплинсбахское время (тоар и аален) наблюдается некоторый спад в видовом и родовом разнообразии (до 73 родов) и новый быстрый рост в байосе (117 родов), продолжившийся в бате и келлоеве и достигший юрского максимума (144 рода) в оксфорде. Конец юры ознаменовался стабилизацией родового разнообразия на уровне 135 родов и небольшим спадом в видовом разнообразии. Показательна и динамика образования новых таксонов высокого порядка: в средней юре образовалось 12 новых семейств и 4 отряда и подотряд, в поздней юре только 5 семейств (3 из них в оксфорде) и 1 подотряд.

Следует отметить, что тоар-ааленский кризис, особенно отчетливо выраженный в снижении систематического разнообразия тетических и арктических фаун фораминифер, проявился в значительной степени за счет временного исчезновения значительной части юрских родов, по видимому, вследствие сокращения ареалов, переживания неблагоприятных периодов в ограниченных убежищах, и поэтому реально не обнаруживаемых в разрезах (кажущееся вымирание).

Интересные данные получились для этого интервала по видимому разнообразию (рис. 6). Индексы видового разнообразия, рассчитанные по зоохориям, оказались в противофазе: тоарскому максимуму в Бореально-Атлантической зоохории соответствует резкое его снижение в Аркти-

Таблица 1. Стратиграфическое и палеобиографическое распространение юрских фораминифер

Отряд, род	Геттанг	Синемюр	Плинсбах	Тоар	Аален	Байос	Бат	Келловей	Оксфорд	Киммеридж	Титон
Astrorhizida											
Rhabdammina	?					?	?	+++++	?	+++++	?
Rhizammina					?		?	+++++	?	+++++	
Bathysiphon	?	?	?	?		?	+++++		+++++	
Kechenotiske (=Hyperamminoides Jaculella, Hippocrepina)							+++++	?	?	?	?
Hyperammina								-----			
Thurammina	?	?		++++					?	?	?
Lagenammina											
Saccammina								-----			
Psammophax	?			?	?	?	?	?	?	?	?
Psammospaera					?	?	?	?	?	?
Sorosphaera	?	?	?	?	?	?	?	?	+++++	?	?
Thuramminopsis									+++++		
Ammodiscida											
Ammodiscus											
Glomospira											
Glomospirella											
Tolypammina			++++		?		?				
Ammodiscoides	?	?	?	?	?	?	?	+++++	?	+++++
Turritellella		?	?	?	?	?			?	?
Ammovertella		?		?	?	?	?		?	?
Arenoturrisspirillina											
Repmanina											
Lituolida (мелкие)											
Reophax											
Scherochorella (=Hormosina)	?	?									
Ammobaculites											
Lituotuba	?	?		?	?	?	++++		++++	
Lituola	?	?	?	?	?		?	?	+++++	+++++	+++++
Haplophragmoides	?										
Recurvoides											
Kutsevelia											
Ammomarginulina					?	?	?	?			?
Haplophragmium											
Subdelloidina				++++	?	?	?	++++			
Placopsilina				++++?			?	?	+++++		
Evolutinella								++++			
Bulbobaculites											
Flabellammina											
Triplasia					?		?		+++++	+++++	+++++
Nautiloculina					?				+++++	+++++	+++++
Ammopalmula								?	?		
Subtilina									?	?	?
Cribristomoides											
Flabellocyclolina									+++++	?	?
Freixialina										+++++	+++++
Sculptobaculites											
Phenacophragma											+++++
Stomatostoecha											+++++
Unitendina											+++++
Lituolida (крупные)											
Mesoendothyr	?	?	?	?	?		+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Lituolipora	+++++	+++++									
Labyrinthina						?					++++
Orbitopsella		+++++	+++++								
Haurania		+++++	+++++	?	?		+++++				
Biokovina			+++++								
Bosinella			+++++								
Cyclorbitopsella			+++++								

Таблица 1. Продолжение

Отряд, род	Геттанг	Синемюр	Плинсбах	Тоар	Аален	Байос	Бат	Келловей	Оксфорд	Киммеридж	Титон
Pseudocyclammina			+++++	?	?	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Amijiella			+++++	?	?	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Streptocyclammina			+++++	?	?	?	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Spiraloconulus (=Limognella)					?	+++++	+++++	?	?	?	+++++
Timidonella					?	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Chablaisia					?	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Flabellaminopsis						+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Orbitammina			?			+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Alzonella						+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Dhrumella						?	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Paracoskinolina							+++++	+++++	?	?	?
Praekaraisella							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Karaisella							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Alveosepta							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Paracyclammina							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Parurgonina							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Choffatella							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Melathrokerion							+++++	+++++	+++++	?	+++++
Everticyclammina						?	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Pseudospirocyclus							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Rectocyclammina							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Torinosuella							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Anchispirocyclus							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Audienusina							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Bramkampella							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Feurtillia							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Textulariida (мелкие)											
Spiroplectammina							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Textularia?							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Textulariopsis			+++++	?	?	?	?	?	?	?	?
Belorusiella?			+++++								
(=Paleogaudryina)							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Ammobaculoides							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Plectinella (=Arenovirgulina)							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Bigenerina							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Siphotextularia?							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Morulaeplecta?							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Textulariida (крупные)											
Parurgonina							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Trochamminida											
Trochammina							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Ammoglobigerina						?	?	?	?	?	+++++
Ataxophragmiida (мелкие)											
Doutaxis			+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Gaudryina				?	?	?	?	+++++	+++++	+++++	+++++
Verneuilinoides					?	?	?	+++++	+++++	+++++	+++++
Gaudryinella					?	?	?	?	+++++	+++++	+++++
"Riyadhella"											
Conotrochammina?								?	?	?	+++++
Verneuilina								+++++	+++++	+++++	+++++
Redmondoides							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Riyadhella							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Pseudomarssonella							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Dorothia							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Plectina?							+++++	+++++	+++++	?	?
Eomarssonella							+++++	+++++	?	+++++	+++++
Marssonella							+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
"Tritaxia"							+++++	+++++	+++++	?	+++++
Bitaxia							+++++	+++++	+++++	?	+++++

Таблица 1. Продолжение

Отряд, род	Геттанг	Синемюр	Плинсбах	Тоар	Аален	Байос	Бат	Келловей	Оксфорд	Киммеридж	Тягон
Атахоптагмида (крупные)											
<i>Pseudopfenderina</i>			+++++	?	?	?	+++++				
<i>Kurnubia</i>			?				+++++		+++++		+++++
<i>Satorina</i>							+++++				
<i>Praekurnubia</i>							+++++				
<i>Pfenderella</i>							+		+++++	+++++	
<i>Sanderella</i>							+++++	+			
<i>Paleopfenderina</i>							+++++		?	?	+++++
<i>Pfenderina</i>							+++++				+++++
<i>Steinekella</i>									+++++		
Orbitolinida											
<i>Gutnicella</i>					+++++	+++++	+++++				
<i>Meyendorffina</i>							+++++	+			
<i>Kilianina</i>							+++++				
<i>Paracoskinolina</i>							+++++	+++++	?	?	?
Rzenakinida											
<i>Miliammina</i>										+++++	?
Involutinida											
<i>Involutina</i>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>
<i>Aulotortus</i>	> ?	+++++	+++++	+++++	?	+++++	+++++				
<i>Trocholina</i>	> ?			?	?	+++++	+++++				+++++
<i>Babelispirillina</i>					?	+++++	+++++				
<i>Cylindrotrocholina</i>					?	+++++	+++++				
<i>Archaeosepta</i>						+++++	+++++				
<i>Miliospirella</i>											?
<i>Protopenroplis</i>						+	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
<i>Jurella</i>								+++++	+++++	+++++	+++++
<i>Globospirillina</i>								+++++	?	?	+++++
<i>Trochospirillina</i>							+	?		?	+++++
<i>Parinvolutina</i>									+++++	+++++	
<i>Hottingerella</i>											+++++
<i>Patellina</i>											+++++
Spirillinida											
<i>Spirillina</i>	>		+++++								+++++
<i>Conicospirillina</i>							?				+++++
<i>Turrispirillina</i>											+++++
<i>Spirotrocholina</i>											+++++
Cornuspirida											
<i>Calcitomella</i>	>	+++++									
<i>Cornuspira</i>	>										
<i>Nodobacularia</i>	> ?			?	?	?	?	?	?		?
<i>Ophthalmidium</i>	>		+++++								+++++
<i>Orthella</i>	> ?	?	?	?	?	?	?	?			
<i>Apterrinella</i>	> ?	?	?	?	?	+	+	?			
<i>Planiiinvoluta</i>	> ?	?	?	+++++							
<i>Carixia</i>											
<i>Praeophthalmidium</i> (=Cornuloculina)			+++++	+++++	?	?	?	?	?		
<i>Nubecularia</i>											+++++
<i>Dolosella</i>							+	+++++	+++++	+++++	
<i>Vinelloidea</i> (=Nubeclinella)											+++++
Miliolida											
<i>Quinqueloculina</i>	>										+++++
<i>Sigmoilina</i>	> ?		?	?	?	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
<i>Cycloforina</i>	> ?	?	?	?	?		?	?	?	?	?
<i>Spiroloculina</i>			?	?	?	+++++	+++++	?	?	?	+++++
<i>Palaeomiliolina</i>											+++++
<i>Pseudosigmoilina</i>								+++++	+++++		+++++

Таблица 1. Продолжение

Отряд, род	Геттанг	Синемюр	Плинс-бах	Тоар	Аален	Байос	Бат	Келловей	Оксфорд	Киммеридж	Титон
Lagenida											
Lagena	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	+++++	→
Nodosaria	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Pseudonodosaria	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Grigelis	→ ?	-----	-----	-----	?	-----	-----	-----	-----	-----	-----
"Froncicularia"	→ ?	?	+++++	+++++	?	-----	-----	+++++	-----	-----	-----
"Dentalina"	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Marginulina	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Marginulinita	→	-----	-----	-----	?	?	?	?	?	-----	-----
Lenticulina	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Vaginulinopsis	→	-----	-----	-----	?	-----	?	+++++	-----	-----	-----
Astaculus	→ ?	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Marginulinopsis	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Berthelinella	→ ?	-----	+++++	-----	?	?	+++++	-----	-----	-----	-----
Falsopalmula	→ ?	?	-----	+++++	-----	-----	-----	+++++	-----	-----	-----
Ichthyolaria	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Geinitzinita (=Paralingulina)	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Planularia	→	-----	+++++	?	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Lingulonodosaria	→ ?	?	?	?	-----	-----	-----	?	?	+++++	?
Sieberina	→	+++++	+++++	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Dentalinella	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Prodentalina	→	-----	-----	+++++	?	+++++	+++++	-----	+++++	-----	-----
Ammomarginulina	→	-----	-----	?	?	?	?	-----	-----	?	?
Mesodentalina	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Pravoslavlevia (=Saracenaria)	→	-----	+++++	-----	?	-----	+++++	-----	-----	-----	-----
Vaginulina	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Citharina	→	-----	-----	-----	-----	-----	+++++	-----	-----	-----	-----
Citharinella	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	+++++	-----	-----	-----
Tristix	→	?	+++++	?	?	-----	-----	+++++	-----	-----	-----
Lingulina	→	-----	+++++	-----	-----	-----	?	-----	-----	-----	-----
Fronciculinita	→	-----	+++++	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Pseudofroncicularia	→	-----	+++++	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	→
Psilocitharella (=Vaginulina)	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Saracena	→	-----	-----	-----	?	?	?	-----	-----	?	?
Bojarkaella	→	-----	-----	?	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Dainitella	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tribrachia	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tentilenticulina	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Polymorphinida											
Eoguttulina	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Pyruulinoides	→ ?	?	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	→
Pyrulina	→ ?	?	?	-----	-----	?	-----	-----	?	?	?
Oolina	→ ?	?	?	-----	?	?	?	?	?	?	?
Ramulina	→ ?	?	?	?	?	?	?	?	+++++	+++++	-----
Bullopore	→	-----	?	-----	?	-----	?	?	+++++	-----	-----
Globulina	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Paleopolymorphina	→	?	-----	?	?	?	?	?	?	?	?
Spirofroncicularia	→	-----	?	?	?	?	?	?	?	?	-----
Guttulina	→	-----	?	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Pealerina	→	-----	-----	-----	-----	-----	CA	-----	-----	-----	-----
Paradentalina (=Enanti dentalina?)	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Ramulinella	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Rotallida											
Reinholdella	→ ?	-----	-----	-----	-----	+++++	-----	+++++	-----	-----	-----
Epistomina	→	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	+++++	-----	-----
Praelamarckina	→	-----	-----	-----	+++++	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Pseudolamarckina	→	-----	?	-----	-----	+++++	-----	-----	+++++	-----	-----
Garantella	→	-----	-----	-----	-----	+++++	?	-----	+++++	+++++	-----

Таблица 1. Окончание

Отряд, род	Геттанг	Синемюр	Плинсбах	Тоар	Аален	Байос	Бат	Келловей	Оксфорд	Кимеридж	Титон
Sublamarkella					++++						
Lamarkella						++++	++++				
Epistominoides											? >
Paulina											
Epistominita									++++		
Rectoepistominoides											
Mironovella											→
Cancrisiella									++++		→
Ceratolamarckina									++++		→
Pseudosiphoninella									++++		→
Placentulinidae											
Trispirina					++++	++++	++++	++++			
Paalzowella					?				++++	?	
Paleopatellina						++++			++++		→
Patellinella								?			
Conorbinidae											
Topalodiscorbis									++++		
Conorbina											→
Conorboididae											
Conorboides?					?	?	?		-----		→
Oberhauserella	→+++++										
Buliminida											
Brizalina?											
Praebulimina							?		?	++++	? >
Cassidella?										?	? >
Neobulimina											→
Orthokarstenia?									?	++++	? >
Globigerinida											
Globuligerina				?	?	++++	++++	++++	++++	++++	→
Conoglobigerina						++++	++++	?	?	?	→
Compactogerina						++++	++++	++++	++++	++++	→
Tenuigerina						++++	++++	++++	++++	++++	→

Всего 243 рода, из них 174 впервые появились в юре (69 транзитных)

Зоохории:

- ++++ - Тетическая, ——— - Бореально-Атлантическая, - Арктическая,
 ++++ - роды, распространенные в двух смежных зоохориях (семикосмополиты),
 ----- - роды-космополиты, CA - в пределах Северной Америки,
 > > - роды, возникшие в позднем триасе и переходящие в меловой период

Таблица 2. Численность родов фораминифер в юрских зоохориях

Эпоха	Век	Зоохория			Всего	В том числе			опр	
		1	2	3		новых	по зоохориям			
							1	2	3	
J ₃	Волжский (Титонский)	80	92	64	137	11	9-2-0			1
	Кимериджский	67	60	52	133	9	7-2-0			1
	Оксфордский	70	77	44	144	24	15-5-1			1
J ₂	Келловейский	73	68	42	135	19	9-7-3			1, 2
	Батский	73	28	36	126	18	13-4-1			1
	Байосский	59	58	30	117	25	19-5-1			1
	Ааленский	18	50	28	73	9	4-3-2			1, 2
J ₁	Тоарский	26	67	36	86	13	3-5-5			2, 3
	Плинсбахский	36	59	42	94	17	9-5-3			1, 2
	Синемюрский	12	51	23	77	11	3-8-0			2
	Геттангский	7	39	17	60	17	2-14-1			2
					Всего:	173	96-60-17			

опр – области повышенного родообразования. В прямоугольнике заключены экстремумы.

Зоохория: 1 – Тетическая, 2 – Бореально-Атлантическая, 3 – Арктическая.

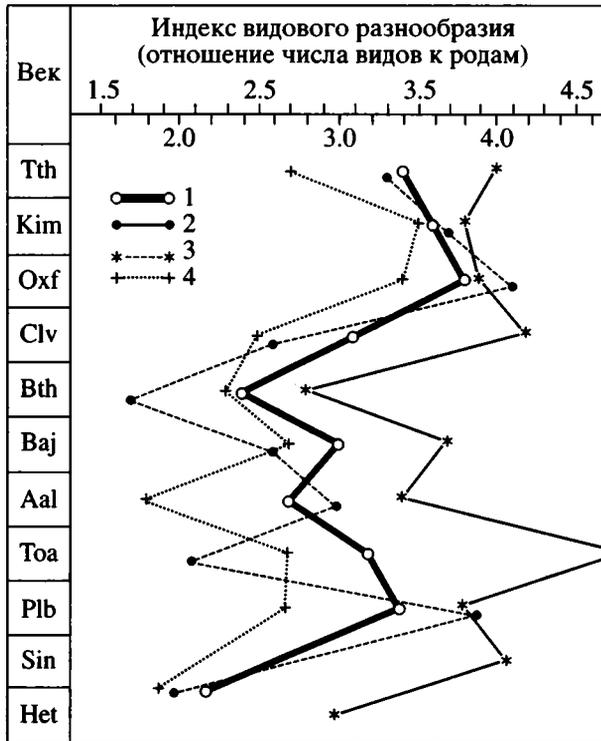


Рис. 7. Изменение индекса видового разнообразия (В/Р) юрских фораминифер.

1 – среднее значение индекса В/Р для всех зоохорий; 2 – для Арктической; 3 – для Бореально-Атлантической, 4 – для Тетической.

ческой. Ааленскому минимуму в Тетической – снижение в Бореально-Атлантической и подъем в Арктической зоохориях. Во все остальные века юрской истории наблюдается более или менее со-

Таблица 3. Видовое разнообразие юрских фораминифер

Век	Зоохория			Среднее
	1	2	3	
Tth	2.67	4.02	3.38	3.35
Kim	3.50	3.80	3.69	3.66
Oxf	3.38	3.85	4.14	3.79
Clv	2.54	4.21	2.61	3.12
Bth	2.40	2.81	1.75	2.32
Baj	2.60	3.73	2.60	2.97
Aal	1.55	3.38	3.03	2.65
Toa	2.61	4.89	2.15	3.21
Plb	2.60	3.82	3.88	3.43
Sin		4.16		
Het	1.35	3.00	1.90	2.27

Зоохория: 1 – Тетическая, 2 – Бореально-Атлантическая, 3 – Арктическая.

гласованное изменение индекса видового разнообразия по зоохориям (табл. 3).

Это указывает, скорее всего, на интенсивные миграционные процессы у тоар-ааленских фораминифер, “бегство” их от неблагоприятных условий, сложившихся в отдельных зоохориях, в частности, связанных с известным аноксидным событием в раннем тоаре. Тоар-ааленский кризис нельзя поэтому связывать с массовым вымиранием, хотя некоторые исследователи аммонитов находят признаки такого вымирания на рубеже плинсбаха и тоара.

Предсказуемый вслед за кризисом рост систематического разнообразия происходит в байосе, но он отмечен только в Тетической и Бореально-Атлантической зоохориях (табл. 2). В Арктике наблюдается некоторое падение разнообразия по сравнению с ааленом и вызвано оно произошедшей изоляцией арктических морей, приведшей к снижению температуры вод, усилению фаунистического своеобразия в других группах фаун, что позволяет исследователям моллюсков повысить, начиная с байоса, ранг Арктической зоохории до области (Сакс и др., 1971).

Новый спад в батском веке проявился в снижении только видового разнообразия (рис. 6), родовое разнообразие остается приблизительно на уровне байосского, при этом в тетических морях происходит заметный рост разнообразия в основном за счет эндемиков – “крупных” агглютинирующих фораминифер, обитавших на карбонатных платформах и рифах (табл. 2, рис. 7).

Максимум родового и видового разнообразия (рис. 4, 7) приходится на оксфордский век. В послеоксфордское время произошла стабилизация таксономического разнообразия на более низком численном уровне (около 130 родов) из-за повышенного уровня вымирания в конце оксфорда. В это время практически не происходит и образования таксонов высокого таксономического уровня.

На таблице 4 сведены все цифровые данные по обновлению сообществ, появлению новых родов в процессе эволюции и их вымиранию. В процессе общего нарастания таксономического разнообразия выделяются рубежи резкого повышения уровня вымирания (исчезновения) – конец плинсбаха и бата (в меньшей степени, оксфорда), коррелируемые с последующей интенсификацией уровня обновления (показателя изменения).

Четко выделяются три рубежа юрской истории фораминифер: на двух из них – границах плинсбаха и тоара, бата и келловая высокий уровень и интенсивность вымирания коррелируется с последующим высоким уровнем обновления; третий рубеж – между ааленом и байосом связан только с высокими показателями родового обновления сообществ. Показатели вымирания в аалене низкие. На этом рубеже впервые появля-

Таблица 4. Основные показатели динамики изменения родового состава юрских фораминифер

Эпоха	Век	Число родов, Р	Показатель обновления, в % к А	Важнейшие показатели макроэволюционного преобразования				Интенсивность вымирания
				Индекс				
				обновления, в % к Р	появления, в % к Р	исчезновения, в % к Р	вымирания, в % к Р	
J ₃	Волжский (Титонский)	137	26.4	16.7	8.0		13.1	1.9
	Кимериджский	133	31.0	15.0	6.8	14.2	6.8	
	Оксфордский	144	34.7	23.6	16.7	21.5	12.5	
J ₂	Келловейский	135	40.4	28.3	14.1	18.6	7.5	1.7
	Батский	126	27.6	19.0	14.2	22.2	13.4	
	Байосский	117	45.0	42.7	21.3	12.8	1.7	
	Ааленский	73	36.0	15.0	12.3	6.8	2.7	
J ₁	Тоарский	86	38.3	19.7	15.1	27.9	1.1	2.1
	Плинсбахский	94	31.3	25.5	18.0	27.7	8.5	
	Синемюрский	77	26.5	24.6	14.2	10.3	6.5	
	Геттангский	60			36.2	3.3	1.7	

А – суммарное число родов в сравниваемых соседних ярусах, Р – число родов в ярусе, 36.2 – экстремумы

ются планктонные фораминиферы – важнейшая группа, превосхитившая и определившая дальнейшее развитие фораминиферовой биоты и пять новых семейств, что в два раза выше для юры фонового показателя высших таксонов.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

I. Динамика таксономического разнообразия фораминифер на протяжении юры отличается волнообразным характером с глобальным спадом на рубеже ранней и средней юры (тоар и аален), восстановлением в байосе, ростом до оксфорда и стабилизацией в заключительные века юрской истории. Стабилизация сопровождается затуханием таксонообразования высокого порядка.

II. В развитии юрских фораминифер можно выделить следующие этапы:

1. Рэт-лейасовый кризис, связанный с массовым вымиранием биоты, в том числе фораминифер.

2. Раннеюрский, характеризующийся в геттанге и раннем синемюре низким систематическим разнообразием, резко возрастающим в конце синемюра, плинсбахе и тоаре.

3. Среднеюрский, начавшийся с кризисных явлений на рубеже тоара и аалена, продолжавшийся снижением разнообразия в Арктической и Бореально-Атлантической областях (бат) и, напротив, ростом и в Тетической.

4. С конца средней юры (келловей) начался расцвет, сопровождавшийся повсеместно бурной вспышкой таксонообразования.

5. Кимеридж-титонская стабилизация.

III. Крупнейшей вехой в эволюции юрских фораминифер является возникновение в начале средней юры первых планктонных форм, представленных четырьмя родами впервые появившегося отряда Globigerminida.

IV. В юрской истории различаются века со спокойным фоновым родом образованием (8–12 новых родов на протяжении века) и активно родообразования – от 17 до 30 родов. Самым высоким уровнем родообразования отличаются байосский и оксфордский века.

V. На протяжении юры отмечается смещение центров родообразования, которые с геттанга до аалена связаны с Бореально-Атлантической зоохорией, а начиная с байоса до титонского века включительно – с тропическими акваториями Тетиса.

Работа проводилась при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 97-05-64884), руководитель К.И. Кузнецова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.С. Массовое вымирание в фанерозое. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1998. 66 с.

- Басов В.А.* О некоторых особенностях географического распространения фораминифер в юрском периоде // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974. С. 63–77.
- Воронов А.В.* Особенности эволюции амmonoидей на рубеже ассельского и сакмарского ярусов // Динамика разнообразия органического мира во времени и пространстве. Тезисы докл. LX сессии ВПО. СПб., 1994. С. 8–10.
- Григалис А.А.* Фораминиферы юрских отложений юго-западной Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1985. 240 с.
- Кузнецова К.И.* Стратиграфия и палеобиогеография поздней юры Борейального пояса. М.: Наука, 1979. 125 с.
- Маслакова М.И., Горбачик Т.Н. и др.* Микрoпалеонтология. М.: Изд-во МГУ, 1995. 253 с.
- Сакс В.Н., Басов В.А., Дагис А.А. и др.* Палеозоогеография морей Борейального пояса в юре и неоме // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 179–209.
- Хэллем А.* Юрский период. Л.: Недра, 1978. 272 с.
- Bach H., Hagenmeyer P., Neuweiler F.* Neubeschreibung und Revision einiger Foraminiferenarten und-unterarten aus dem schwabischen Lias // Geol. Jb. B. 76. 1959. S. 427–452.
- Bartenstein H.* Upper Jurassic-Lower Cretaceous primitive arenaceous Foraminifera from DSDP Sites 259 and 261. Eastern Indian Ocean // Initial Reports of the DSDP. Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1974. V. 27. P. 683–695.
- Gradstein F.M.* Paleocology and Stratigraphy of Jurassic abyssal Foraminifera in the Blake-Bahama Basin. DSDP. Site 534 // Initial Reports of the DSDP. Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1983. V. 76. P. 537–559.
- Gradstein F., Sheridan R.* On the Jurassic Atlantic ocean and a synthesis of e-sults of Deep Sea Drilling Project Leg. 78 // Initial Reports of the DSDP. Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1983. V. 76. P. 913–943.
- Hallam A.* Major Bio-Event in the Triassic and Jurassic // Global events and event-stratigraphy in Phanerozoic / O.H. Walliser (ed.). 1995. 335 p.
- Hottinger L.* Foraminiferes imperfores du Mesozoique marocain // Notes et Memoires du Service Geologique du Maroc. Rabat. 1967. № 209. 169 p.
- Kuznetsova K.I.* Distribution of benthonic foraminifera in Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits at Site 261 DSDP Leg 27 in the Eastern Indian Ocean // Initial Reports of the DSDP. Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1974. V. 27. P. 673–677.
- Kuznetsova K., Grigelis A., Adjajian J., Jarmakani E., Hallaq L.* Zonal Stratigraphy and Foraminifera of the Tethyan Jurassic (Eastern Mediterranean). London-Amsterdam: Gordon and Breach Publishers, 1996. 256 p.
- Kuznetsova K.I., Seibold I.* Foraminiferes from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Eastern Atlantic (DSDP, Leg 41, Sites 367 and 370) // Initial Reports of the DSDP. Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1977. V. 41. P. 515–537.
- Loeblich A., Tappan H.* Foraminiferal genera and their classifications. VNR. N.Y. 1988. 970 p.
- Luterbacher H.* Foraminifera from the Lower Cretaceous and Upper Jurassic of the Northwestern Atlantic // Initial Reports of the DSDP. Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1972. V. 11. P. 561–593.
- Riegraf W., Luterbacher H., Leckie M.* Jurassic Foraminiferes from the Mazagan Plateau DSDP Site 547. Leg 79 of Morocco // Initial Reports of the DSDP. Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1984. V. 79. P. 671–702.
- Ruget Ch.* Revision des Foraminiferes de la collection Terquem. I – Lias: Dentalina, Marginulina, Nodosaria // Cahiers de Micropaleont. 1976. № 4. 120 p.
- Seibold E., Seibold I.* Revision der Foraminiferen Bearbeitung C. Schwagers (1865) aus den Impressaschichten (Unterer Malm) Suddeutschlands // Neues Jb. Geol. und Palaeont. Abh. 103. 1956. № 1/2. P. 91–154.

Рецензенты И.А. Басов, В.С. Вишневецкая

УДК 561.551.762(571.53)

ФИТОСТРАТИГРАФИЯ ЮРСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИРКУТСКОГО БАССЕЙНА

© 2000 г. А. И. Киричкова, Т. А. Травина

*Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт,
191104 Санкт-Петербург, Литейный просп., 39, Россия*

Поступила в редакцию 14.01.99 г.

Изучены стратотипические и опорные разрезы юры Иркутского бассейна по р. Ангаре и ее притокам и послонно отобраны остатки ископаемых растений. На палеоботанической основе разработано расчленение юрских отложений на фитостратоны – слои с флорой, обоснована корреляция их по площади. Сопоставлены разрозненные разрезы между собой и определена их последовательность в разрезе юрской толщи. По палеоботаническим данным проведена корреляция отложений Иркутского бассейна с юрскими отложениями юга Западной и Средней Сибири. Условно возраст черемховской свиты без ее верхней пачки определяется концом ранней юры (условно тоар), возраст верхней алевроито-песчаной пачки черемховской свиты – началом средней юры, присаянской свиты – байос.

Ключевые слова. Палеофлора, комплекс растений, слои с флорой, корреляция, юра, Западная Сибирь.

ВВЕДЕНИЕ

О широком развитии юрских угленосных отложений на территории Иркутского угленосного бассейна известно с прошлого столетия, со времен первых геологических исследований А.Л. Чекановского (1874), П.Д. Черского (1888), К.И. Богдановича (1895). Но первое расчленение угленосной толщи на формации (снизу вверх) – черемховскую, бархатовскую, иданскую и суховскую – было предложено М.К. Коровиным в 1921 году (Коровин, 1921). В 1922 г. этим же автором (Коровин, 1922) черемховская и бархатовская формации были объединены в единую черемховскую формацию с четырьмя угленосными горизонтами; в основании черемховской формации был выделен конгломератовый заларинский горизонт. Послойное описание выходов юрских отложений по р. Ангаре от г. Иркутска до пос. Олонки было сделано несколько позднее Ю.А. Жемчужниковым (1925) при проведении детальной геологической съемки. Вслед за М.К. Коровиным, Ю.А. Жемчужников выделял в основании юрской толщи базальный конгломератовый горизонт, но черемховская, бархатовская и иданская формации были объединены им в нижнюю свиту, а суховская – в верхнюю. Ю.А. Жемчужников впервые сопоставил изолированные выходы юрских отложений в береговых обнажениях по р. Ангаре и составил единый разрез юрской толщи в целом. Предложенное М.К. Коровиным и Ю.А. Жемчужниковым расчленение по существу оказалось наиболее достоверным. Последующие стратиграфогеологические исследования лишь уточняли ранее

разработанную стратиграфическую схему. Так, Ю.П. Деев (1957) выделил в ранге свиты подстилающий юрскую толщу заларинский конгломератовый горизонт; нижней свите Ю.А. Жемчужникова он вернул название черемховской, а верхнюю представил в качестве присаянской свиты. В это же время Н.И. Фоминым (см. работу Деев, 1957) была выделена в верхней части юрской толщи кудинская свита, которую, однако, другие исследователи (там же) представляли в качестве фации присаянской свиты.

Наиболее полные сведения о строении юрской угленосной толщи Иркутского бассейна, литологических и минеральных ее особенностях с палеогеографическими и палеофациальными реконструкциями приведены в монографии М.М. Одинцовой с соавторами (Одинцова и др., 1967). Авторы предложили корреляцию юрских отложений по площади, основываясь, главным образом, на материалах поискового бурения, геологической съемке и данных палинологии. К сожалению, списки макроостатков растений приведены в работе без критического пересмотра: в них объединены все сведения по юрской флоре, имеющиеся в литературе, начиная с работ О. Геера. Такой подход не способствовал использованию палеоботанического материала в стратиграфических целях. Поэтому возраст принятых авторами стратонтов был обоснован только палинологическими данными: черемховская свита датировалась ранней юрой, присаянская – средней.

Первые сведения о юрской флоре Иркутского бассейна имеются в монографиях швейцарского

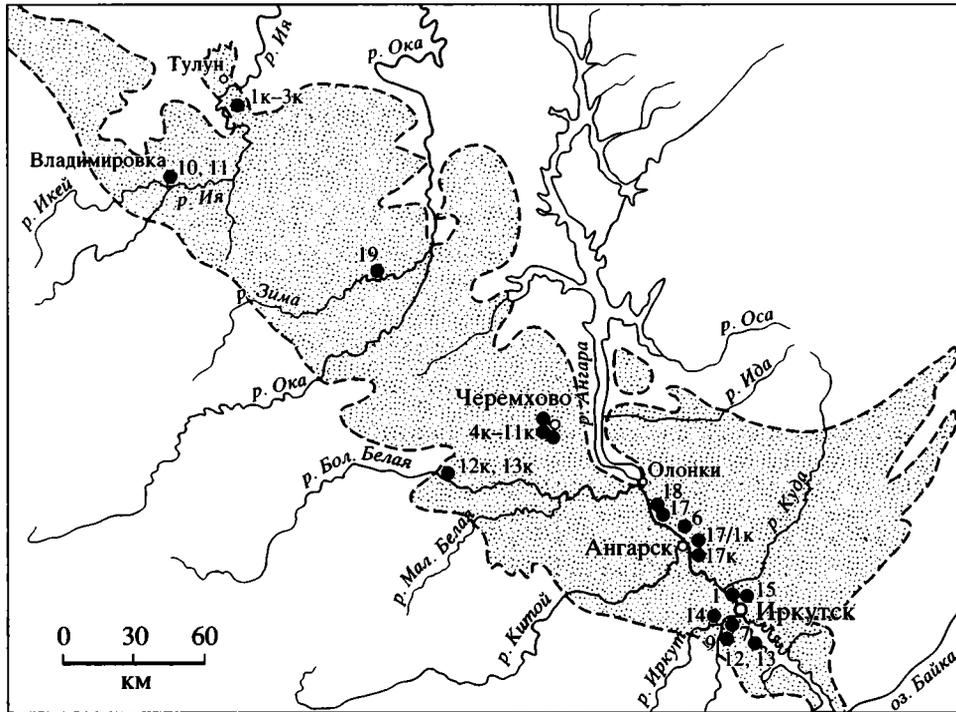


Рис. 1. Схема местонахождений остатков ископаемых растений в Иркутском бассейне: 1к–3к – Азейский угольный карьер; 12к, 13к – р. Белая, близ пос. Кекурка; 17к – правый берег р. Ангары, падь Волчья; 17/1к – правый берег р. Ангары, падь Идан; 1,15 – правый берег р. Ангары, падь Тапка; 6 – правый берег р. Ангары, руч. Усть-Балей; 7 – гора Кая, правый берег р. Иркут; 9 – д. Смоленщина, р. Олха; 10, 11 – д. Владимиривка, р. Ия; 12, 13 – Иркутское водохранилище, падь Мельничная; 14 – д. Максимовщина, р. Иркут; 17 – правый берег р. Ангары, напротив ст. Тельма; 18 – правый берег р. Ангары, “Толстый Мыс”; 19 – д. Басалаевка, р. Зима. Пунктиром показаны границы распространения юрских отложений.

палеоботаника О. Геера (Heer, 1876, 1878, 1880), обработавшего коллекции, собранные А.Л. Чекановским в 1869 г. О. Геер изучил остатки растений из обнажений близ Иркутска (гора Кая) и по р. Ангаре (правый берег близ устья ручья Усть-Балей и близ пади Тапка). Автором были описано более 50 видов растений. Сравнивая иркутскую флору с юрскими флорами Европы, О. Геер сделал вывод о ее среднеюрском возрасте. Последующие исследователи иркутской флоры (Сьюорд и Томас, 1911; Турутанова, 1920; Хахлов, 1924, 1927) не внесли большего разнообразия в ее состав, уточнив лишь определения некоторых папоротников. Возраст выделенных ранее формаций авторы также определяли как среднеюрский. Лишь В.А. Хахлов (1924), обрабатывая коллекции М.К. Коровина и Ю.А. Жемчужникова, ошибочно отнес остатки побегов хвойных типа *Psaronius* и *Elatocladus* к роду *Sequoia*, а отпечаток листа папоротника типа *Clathropteris* с сетчатым жилкованием с р. Иркут он принял за лист покрытосеменного – *Cissites*. На этом основании В.А. Хахлов сделал вывод о раннемеловом возрасте верхней, суховской формации; возраст подстилающих формаций был установлен им соответственно как поздняя юра. На ошибочность

этих определений указал А.Н. Криштофович (1933), считавший угленосную толщу Иркутского бассейна среднеюрской. Не привнесла ясности в вопрос о возрастной принадлежности угленосной толщи Иркутского бассейна и монография В.Д. Принады (1962), посвященная юрской флоре Иркутского бассейна и Забайкалья. В.Д. Принада критически пересмотрел ряд определений О. Геера, особенно папоротников и некоторых хвойных; уточнил определения В.А. Хахлова в коллекции Ю.А. Жемчужникова и других геологов, а возраст флоры в целом определил в пределах средней юры. Однако, несмотря на всю значимость работы В.Д. Принады, описавшего более 90 видов, использовать ее в фитостратиграфических целях не представляется возможным. Это связано с тем, что большая часть описанных в работе остатков растений не имеет точной стратиграфической и даже географической привязки, а доминирующая группа в составе флоры – гинкгофиты были определены только по морфологии листьев без учета особенностей строения их эпидермы.

О раннеюрском возрасте черемховской свиты по данным изучения макроостатков растений впервые высказались Д.И. Ермолаев и Ю.В. Тес-

ленко (1964). Этот вывод авторы обосновали наличием остатков листьев *Phleboteris*, найденных в верхней части свиты, вскрытой скважинами, и *Clathropteris* по данным В.А. Хахлова (1924). К сожалению, использовать приведенный в статье палеоботанический материал в стратиграфических целях также оказалось невозможным из-за отсутствия конкретной привязки остатков растений по местонахождению и разрезом. Поэтому на Межведомственном стратиграфическом совещании по мезозою юга Средней Сибири, проходившем в Новосибирске в 1978 г., была принята стратиграфическая схема по Иркутскому бассейну, где возраст выделенных ранее свит обосновывался по палинологическим данным (Решения..., 1981). Согласно этим решениям черемховская свита была отнесена к ранней юре (в пределах плинсбах–ранний тоар), нижняя подсвита присаянской свиты – к ранней юре – тоар, верхняя подсвита присаянской свиты и кудинская свита – к средней юре – аален.

В 1987–1992 гг. авторам статьи представилась возможность целенаправленно посетить стратотипические и опорные разрезы, указанные в работах О. Геера (1876), Ю.А. Жемчужникова (1925), М.К. Коровина (1922), Д.И. Ермолаева и Ю.В. Тесленко (1964) (рис. 1). Нами были вновь описаны эти разрезы и впервые послойно отобраны из них остатки ископаемых растений. Проведенные детальные исследования по систематике собранных остатков ископаемых растений с применением эпидермально-кутикулярного метода при определении листьев голосеменных, просмотр остатков растений из коллекции О. Геера (г. Кая, устье ручья Усть-Балей на р. Ангаре), хранящихся в Геологическом институте РАН, Москва, значительно уточнили систематический состав иркутской юрской флоры в целом. Была уточнена видовая диагностика многих ранее известных таксонов, таких как *Ginkgo sibirica* Heer, *Sphenobaiera czekanowskiana* (Heer) Flor., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, и выявлены, кроме того, новые виды этих родов. Решение ряда номенклатурных вопросов при определении папоротников из родов *Copiopteris*, *Raphaelia* и некоторых хвойных изменило представление о составе в целом этих групп, о распределении их по разрезу и стратиграфической приуроченности. Результаты палеоботанических исследований явились основой для корреляции юрских отложений, выходящих в изолированных обнажениях, последовательности стратонов в общем разрезе юрской толщи и возможности определения их возраста.

ФИТОСТРАТИГРАФИЯ

Юрская угленосная толща в Иркутском бассейне несогласно залегает на породах палеозоя и подразделена на три свиты (снизу вверх) – черемхов-

скую, присаянскую и кудинскую (Решения..., 1981). Общая мощность юрской толщи около 500 м.

Черемховская свита

Свита первоначально была выделена М.К. Коровиным (1922) как формация в объеме продуктивных пластов черемховских копей. На совещании 1978 г. свита принята в объеме подстилающего конгломератового горизонта, ранее выделяемого как заларинский горизонт или свита (Коровин, 1921, 1922; Деев, 1957), и собственно черемховской продуктивной свиты. Общая мощность свиты до 250 м. Свита по схеме подразделяется на три пачки (Решения..., 1981). Нами принимается предложение М.М. Одинцовой с соавторами (1967) о двучленном делении свиты на нижне- (заларинскую) конгломератовую и верхне- (продуктивную) черемховские подсвиты.

Нижнечеремховская (заларинская) подсвита как самостоятельный стратон впервые выделена М.К. Коровиным (1922) как горизонт, позднее была детально изучена Ф.Ф. Оттенком (1934), а затем Ю.П. Деевым (1957). Подсвита имеет ограниченное распространение. Стратотипом ее является разрез в районе станции Залари. Подсвита представлена в основании пестроокрашенной толщей конгломератов, замещающихся по простиранию глинисто-брекчиевыми, брекчиевыми образованиями, выше по разрезу – песчано-конгломератовыми песчано-глинистыми разностями. Мощность подсвиты около 100–150 м. Заларинская подсвита нами была прослежена в береговых обнажениях среднего течения р. Белой, близ пос. Кекурка (рис. 1). Здесь на породах палеозоя (рис. 2) залегает 15-метровая толща: в основании толщи – слой конгломератов (1.5 м), выше – пачка переслаивания конгломератов, песчаников, алевролитов с остатками растений – *Equisetites* sp., *Cladophlebis haiburnensis* (Lindl. et Hutt.) Sew., *Cladophlebis* sp., *Raphaelia diamensis* Sew., *Czekanowskia rigida* Heer. Граница нижней и верхней подсвит черемховской свиты проводится по подошве алевролитов и песчаников, подстилающих пласт угля “Главный” (Одинцова и др., 1967).

Верхнечеремховская (продуктивная) подсвита (мощностью по данным бурения до 200 м) подразделяется на две пачки – нижнюю угленосную и верхнюю песчано-алевритовую с подчиненными пластами угля (Одинцова и др., 1967).

Нижняя угленосная пачка содержит промышленные пласты угля, вследствие чего она полностью вскрыта в разрезах Черемховского карьера близ г. Черемхово. В основании вскрытого карьером разреза, являющегося стратотипом верхнечеремховской подсвиты, залегает пласт угля “Главный”, мощностью до 6 м, перекрывающийся пачкой переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов; выше – переслаивание песчани-

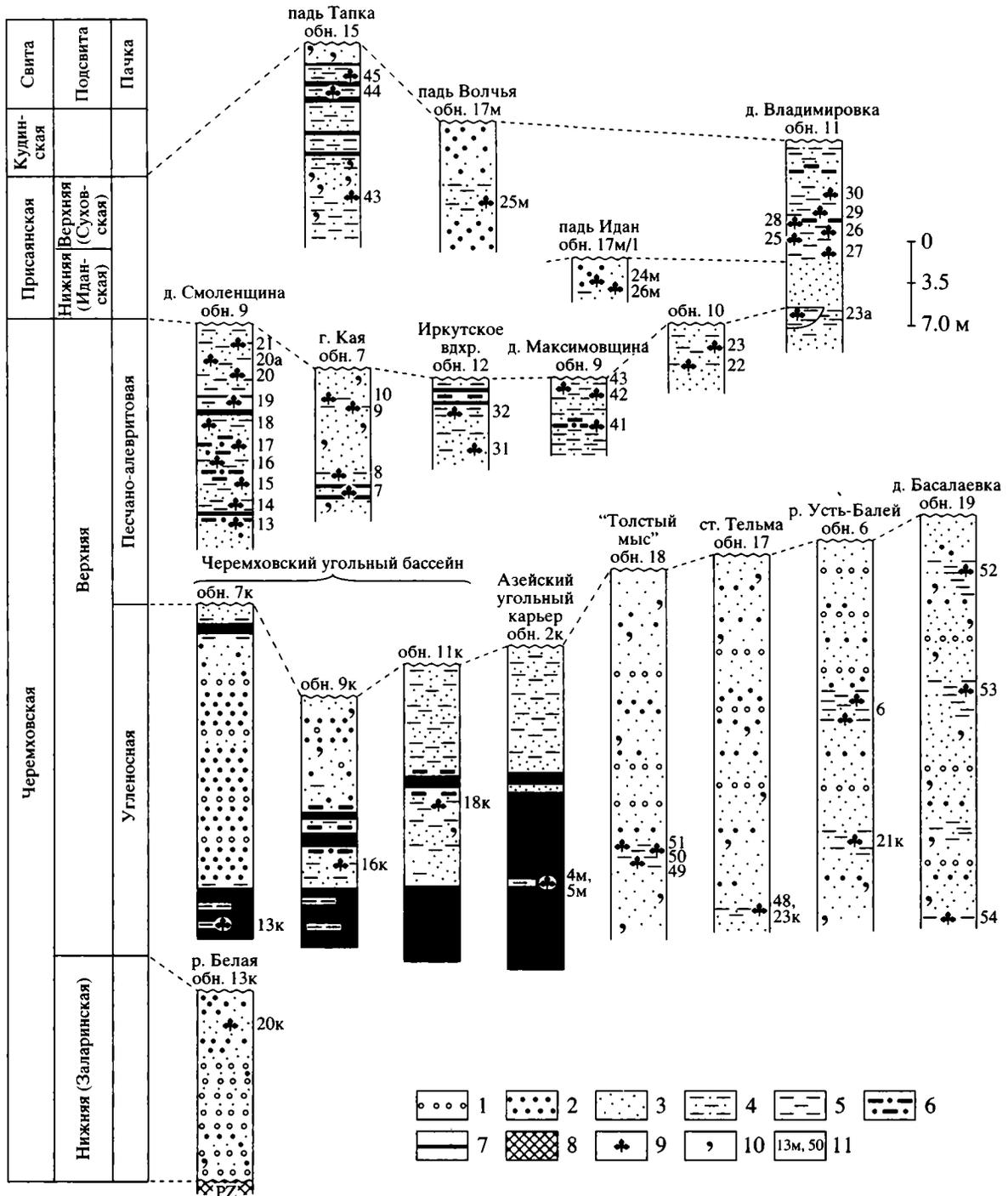


Рис. 2. Корреляция разрезов юрских отложений Иркутского бассейна

1 – конгломерат; 2 – крупнозернистый песчаник; 3 – среднелазернистый песчаник; 4 – алеврит; 5 – аргиллит; 6 – углистый алеврит; 7 – уголь; 8 – подстилающие породы; 9 – макроостатки растений; 10 – обугленные растительные остатки; 11 – номера образцов с макроостатками растений.

ков и алевритов с 3–4 пластами угля (от 0.3 до 1.5 м мощности), которые расщепляются по простиранию и замещаются песчаниками и алевритами. Общая мощность вскрытого в карьере разреза около 20 м. В пачках переслаивания выше

пласта угля “Главный” и выше по разрезу между пластами угля нами послойно собрано более 10 образцов (рис. 2) со значительным количеством отпечатков растений, часто с прекрасно сохранившейся фитолеймой листьев голосеменных.

Первые и пожалуй единственные сведения о флоре Черемховского разреза мы находим в работе О. Сьюорда и Н. Томаса (1911) этими авторами из черемховской толщи было описано шесть видов растений, собранных выше кровли пласта "Главный". Отсюда были определены *Equisetites cf. ferganensis* Sew., *Cladophlebis haiburnensis* (Lindl. et Hutt.) Sew., *Baiera sp.*, *Ginkgo digitata* Brongn., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer. Возраст отложений они определяют средней юрой. Собранные нами тафофлора из черемховской толщи Черемховского разреза насчитывает более 20 видов. Среди них наиболее разнообразными оказались гинкговые и чекановские (табл. 1). Из гинкговых чаще других встречаются листья *Ginkgo celebri* Kiritch, *G. sibirica* Heer, *Sphenobaiera czekanowskiana* (Heer) Flor., *S. videntis* Kiritch. et Batjaeva, *Sphenobaiera sp. 1*, а из чекановских *Czekanowskia baikalica* Kiritch. et Samyl. и *Cz. rigida* Heer. Группа папоротников менее выразительна. Здесь встречены транзитные формы типа *Cladophlebis haiburnensis* (Lindl. et Hutt) Sew. и *Raphaelia diamensis* Sew. (табл. 1). Часты остатки хвощей – *Equisetites lateralis* (Phill.) Phill. Хвойные в этом местонахождении немногочисленны.

Тафофлоры, аналогичные черемховским, собраны нами в береговых обнажениях по правому берегу р. Ангары – от пос. Олонки до (вверх по течению) пади Идан, впервые изученные Ю.А. Жемчужниковым в 1925 г. Нами эта часть разреза черемховской свиты вновь описана в обн. № 17 по правому берегу р. Ангары напротив ст. Тельма и в обн. № 8 – местонахождении "Толстый мыс" с послойным отбором остатков растений (рис. 1). Отложения здесь, общей мощностью до 30 м, представлены толщей желтых массивных средне- и крупнозернистых песчаников с прослоями конгломератов, обугленными растительными остатками и линзой аргиллито-алевролитового состава с многочисленными растительными остатками и остатками насекомых (рис. 2).

В составе тафофлор из местонахождений "Тельма" и "Толстый мыс" преобладают гинкговые и чекановские, представленные теми же, что и в тафофлорах черемховского разреза, видами родов (табл. 1) *Ginkgo* (*G. celebri* Kiritch, *G. sibirica* Heer), *Sphenobaiera* (*S. czekanowskiana* (Heer) Flor., *Sphenobaiera sp. 1*) и *Czekanowskia* (*Cz. baikalica* Kiritch. et Samyl., *Cz. rigida* Heer). Папоротники остаются неразнообразными в видовом отношении и также немногочисленны в отложениях (табл. 1). Этот же набор характерных видов мы получили и из обнажения по р. Ангаре, расположенного выше по течению от местонахождения "Толстый Мыс", близ устья речушка Усть-Балей.

Обнажение Усть-Балей представляет собой выходы толщи желтоватых глыбовых песчаников

общей мощностью до 30 м с двумя быстро выклинивающимися по простиранию линзами переслаивания алевролитов, песчаников и глин (рис. 2). Нижняя линза более грубозернистая и содержит небольшое количество остатков растений, главным образом, листьев *Czekanowskia*, *Sphenobaiera*, фруктификаций *Leptostrobis* и *Samaropsis*. Вторая алевроито-песчаная линза охарактеризована значительно разнообразнее. В ее кровле, в тонких светло-желтоватых глинах нами собраны многочисленные остатки растений и встречены не менее многочисленные остатки насекомых. По всей вероятности, из этой же линзы происходят остатки растений, впервые изученные О. Геером (1876, 1880) и описавшего отсюда более 50 видов.

Однако проведенные в последние годы исследования по критическому пересмотру определенных коллекции О. Геера значительно сократили этот список. Так М.П. Долуденко и Е.С. Рассказовой (1972) была изучена из юры Иркутского бассейна, в том числе из местонахождения Усть-Балей, эпидерма листьев с типовых образцов некоторых видов *Ginkgo*, *Sphenobaiera*, *Czekanowskia*, *Phoenicopsis*, впервые описанных О. Геером. Уточнен видовой состав рода *Coniopteris* (Киричкова, Травина, 1993), уточнена систематическая принадлежность некоторых фруктификаций голосеменных (Долуденко, Костина, 1987; Krassilov, Bugdaeva, 1988). В результате этих исследований с учетом новых сборов список растений из местонахождения Усть-Балей сейчас насчитывает 21 вид (табл. 1). В целом этот комплекс растений в стратиграфическом плане оказался не столь выразительным. По набору доминирующих форм и наличию характерных видов из родов *Ginkgo* и *Sphenobaiera* – *G. sibirica* Heer, *S. czekanowskiana* (Heer) Flor., *Czekanowskia* – *Cz. rigida* Heer, усть-балейский комплекс более всего сходен с черемховскими тафофлорами. Но в тафономическом плане это местонахождение остается уникальным, отражая особую палеоэкологическую нишу, в которой существовали своеобразные растительные и энтомологические ассоциации.

Такое же захоронение остатков растений совместно с насекомыми было обнаружено нами на левом берегу р. Зима, притоке р. Оки, между деревнями Басалаевкой и Игнай. Здесь на дневную поверхность выходит толща массивных плотных желтоватых и желтых песчаников мощностью до 35 м с тремя маломощными прослоями алевролитов с остатками растений (рис. 2). Тафофлоры из этих прослоев представлены, как и усть-балейские, главным образом, голосеменными, из которых многочисленны *Czekanowskia*, *Leptostrobis*, *Sphenobaiera* и тем же набором хвощовых – *Phyllothea sibirica* Heer и хвойных – *Samaropsis rotundata* Heer, *Ixostrobus heeri* Pryn. (табл. 1).

Таблица 1. Распространение черемховского комплекса растений по местонахождениям

Список растений	Местонахождение, № обр.	Черемховский угольный карьер							Усть-Балей	"Толстый мыс"			р. Зима, д. Басалаевка	р. Ангара, ст. Тельма	Азейский разрез	
		10к	11к	12к	13к	14к	15к	16к		17к, 18к	49	50				51
* <i>Hepaticites</i> sp.									+							
<i>Lycopodites tenerrimus</i> Pryn.									+							
<i>Phyllothea sibirica</i> Heer									+							
<i>Equisetites asiaticus</i> Pryn.									+				sp.		cf.	
<i>E. lateralis</i> (Phill) Phill.			sp.			+		+								
<i>Equisetostachys sibiricus</i> Heer									+		+				+	
<i>Phlebopteris</i> sp.			+													
<i>Coniopteris murrayana</i> (Brongn.) Brongn.									+						cf.	
<i>Coniopteris</i> sp.									+						+	
* <i>Cladophlebis argutula</i> (Heer) Font.									+							
<i>C. haiburnensis</i> (Lindl. et Hutt.) Brongn.			cf.		sp.		+	+	sp.	+		cf.	cf.		cf.	
<i>C. cf. vaccensis</i> Ward												+				
* <i>C. whitbiensis</i> Brongn.										+						
<i>Lobifolia</i> sp.							+									
<i>Raphaelia diamensis</i> Sew.									+						sp.	
<i>Nilssonia iniqua</i> Kiritch.			+						+							
** <i>Aegianthus sibiricus</i> (Heer) Krassil.									+							
** <i>Angarolepis odorata</i> Krassil. et Bugd.									+							
** <i>Cadmisega ephedroides</i> Krassil.									+							
** <i>Heerala antiqua</i> (Heer) Krassil.									+							
<i>Baiera</i> sp.									+				+			
<i>Ginkgo celebris</i> Kiritch.						+		+	+	+	+	+		+	+	+
<i>G. concinna</i> Heer									+							
<i>G. sibirica</i> Heer									+	+			sp.	+	+	
<i>Sphenobaiera czekanowskiana</i> (Heer) Flor.									+	+	+	+		+	+	
<i>Sphenobaiera</i> sp. 1					+				+	+	+	+		+	+	
<i>Sphenobaiera</i> sp. 2									+	+	+	+		+	+	
<i>Sphenobaiera</i> sp. 3									+	+	+	+		+	+	
<i>S. vigenis</i> Kiritch. et. Batjaeva		+				+		+	+	+	+	cf.		+	+	
<i>Czekanowskia baikalica</i> Kiritch. et Samyl.			+					+	+	+	+	+		+	+	
<i>Cz. curta</i> Kiritch. et Samyl.									+	+	+	+		+	+	
<i>Cz. jensejensis</i> Kiritch. et Samyl.									+	+	+	+		+	+	+
<i>Cz. rigida</i> Heer		+			+	+		+	+	+	+	cf.		cf.	cf.	+
<i>Cz. cf. vilujensis</i> Kiritch. et Samyl.									+	+	+	+		+	+	+
<i>Leptostrobus crassipes</i> Heer									+							
<i>L. laxiflora</i> Heer									+	sp.		sp.	+			
<i>L. microlepis</i> Heer.		+							+							
<i>Schizolepis cf. moelleri</i> Sew.		+	sp.	sp.					+						sp.	
* <i>Schizolepidium gracile</i> Heer									+							
<i>Pityophyllum nordenskioldii</i> (Heer) Nath.			+						+						+	
<i>Pityophyllum</i> (Florinia?) sp.			+	+					+							
<i>Pityospermum maakiana</i> (Heer) Nath.									+							
<i>Samaropsis rotundata</i> Heer									+				+			
*** <i>Elatides ovalis</i> Heer									+	+				sp.		
*** <i>E. brantiana</i> Heer									+							
<i>Elatocladus</i> sp. 1									+							+
<i>Elatocladus</i> sp. 2									+							+
<i>Sorosaccus sibiricus</i> Heer									+	+					+	
* <i>Squama</i> sp.									+	+						
* <i>Carpolithes cintus</i> (Nath.)									+	+						
* <i>Antolithes schmidianus</i> Heer									+	+						
<i>Ixostrobus heeri</i> Pryn.					+				+	sp.		sp.	+	sp.		
<i>Pseudotorellia</i> sp.						+			+							

Определения по: * В.Д. Принада, 1962; ** V.A. Krassilov, E.V. Bugdaeva, 1988; *** М.П. Долуденко, Е.И. Костина, 1987.

В целом черемховские тафофлоры во всех упомянутых выше местонахождениях оказались очень выдержанными в систематическом отношении (табл. 1). В их составе хвощовые представлены двумя родами – *Equisetites* и *Phyllothesca*. Папоротники из родов *Cladophlebis* и более редких *Raphaelia* немногочисленны. Но основное ядро черемховских тафофлор составляют гинкговые – *Ginkgo sibirica* Heer, *G. celebica* Kiritch. и др., *Sphenobaiera* – *S. videntis* Kiritch. et Batjaeva, *S. czekanowskiana* (Heer) Flor., *Sphenobaiera* sp. 1, *Sphenobaiera* sp. 2; чекановские из рода *Czekanowskia* – *Cz. baikalica* Kiritch. et Samyl. и *Cz. rigida* Heer и древние хвойные, представленные фруктификациями – *Samaropsis*, *Schizolepis*, стробилы *Ixostrobus*, *Elatides*, *Stenomiscus* и др. Учитывая выдержанность систематического состава черемховских тафофлор, считаем возможным соответствующие им отложения выделить в слои с *Ginkgo celebica*, *Sphenobaiera videntis*, *Sphenobaiera* spp., *Czekanowskia baikalica*. Опорными для слоев являются разрезы нижней угленосной пачки верхнечеремховской подбиты, в наиболее полном объеме вскрытой в карьере “Черемховский”. Мощность слоев до 30 м.

Верхняя песчано-алевролитовая пачка верхнечеремховской подбиты представлена переслаиванием песчаников и алевролитов, аргиллитов и невыдержанных по простираению маломощных пластов угля. На дневную поверхность эти отложения выходят в ряде обнажений близ г. Иркутска (у д. Смоленщина на р. Олха, д. Максимовщина на р. Иркут, гора Кая), по р. Ангара (Иркутское водохранилище) и на р. Ие, близ д. Владимировка (рис. 1).

Наиболее полный разрез этой части разреза черемховской свиты представлен в береговом обнажении р. Олха (железнодорожная выемка), притока Иркуты (напротив д. Смоленщина). Здесь вскрыта 20-метровая толща: в основании песчаники, выше – толща переслаивания алевролитов с прослоями углистого алевролита, песчаников, глин, песчанистых глин, маломощных (до 0.3 м) пластов угля (рис. 2). Тафофлоры собраны нами из алевролитовых и глинистых прослоев и довольно разнообразны в видовом отношении (табл. 2). В отличие от черемховских, тафофлоры с р. Олха представлены несколько иным на видовом уровне систематическим составом. Хотя в составе олхинских тафофлор по-прежнему преобладают голосеменные, в том числе гинкгофиты, но это уже другие виды. Среди гинкговых резко падает роль рода *Sphenobaiera* – вместо 5 видов встречен лишь один вид этого рода. Род *Ginkgo* сохраняет разнообразие, но представлен другими видами (табл. 2). Появляются роды *Erethmophyllum* и *Lertotoma*. Из чекановских на первое место выходит род *Phoenicopsis*, отсутствующий в черемховских тафофлорах; род *Czekanowskia* встречается заметно реже и представлен другими

видами – *Cz. irkutensis* Kiritch. et Samyl., *Cz. vera* Kiritch. et Samyl. Более разнообразны в олхинских тафофлорах папоротники, особенно *Raphaelia* и *Cladophlebis*, чаще встречаются остатки листьев *Coniopteris*, в частности – *C. maakiana* (Heer) Pryn., и листья с сетчатым жилкованием рода *Hausmannia*. Хвойные менее разнообразны, чем в черемховских тафофлорах и представлены, главным образом, олиственными побегами типа *Pagiophyllum* и изолированными листьями родов *Pseudotorellia*, *Pityophyllum*.

Тафофлоры, подобные олхинским, нами собраны в разрезе горы Кая, расположенном в устье р. Кая, притока р. Иркут. Разрез горы Кая, сильно задернованный, представляет собой толщу песчаников и песчаных алевролитов около 15 м мощности с двумя углистыми прослоями (рис. 2). В песчаных алевролитах собраны остатки растений, среди которых преобладают листья *Coniopteris*, *Cladophlebis*, *Raphaelia* и *Phoenicopsis* (табл. 2).

Разрез типа олхинского вскрыт на левом берегу Иркутского водохранилища у Мельничной пади. Он представлен 15 м толщиной переслаивания в основном песчаников, алевролитов, углистых алевролитов, аргиллитов (рис. 2). Собранные отсюда остатки растений насчитывают 14 видов, среди которых наиболее разнообразным является род *Phoenicopsis* (4 вида). Отличаются тафофлоры разреза “Иркутское водохранилище” большим разнообразием хвойных, но других чем в черемховских тафофлорах – впервые появляются *Elatocladus*, *Taxocladus* (*Florina*?) sp. Выходы верхней пачки верхнечеремховской подбиты прослежены нами по р. Ие, близ д. Владимировка (рис. 1). Непосредственно у д. Владимировка в береговых обнажениях (обн. 10) выходит 4-метровая толща песчаников с редкими прослоями алевролитов с остатками растений (рис. 2); в 1 км от обнажения № 10 ниже по течению реки выходят переслаивающиеся песчаники, алевролиты, углистые алевролиты с остатками растений (обн. 11). В обнажении № 10 в редких прослоях алевролитов и в основании обнажения № 11, в толще песчаников с небольшой до 1.5 м мощностью линзой алевролитов (рис. 2), собран комплекс растений, по систематическому составу не отличающийся от олхинского. В его составе доминируют те же виды *Czekanowskia* и *Phoenicopsis* и представлен тот же набор хвойных; а из папоротников в тафофлорах в разрезе по р. Ия присутствует тот же вид рода *Hausmannia* (табл. 2). Выше по разрезу в обнажении № 11 согласно залегает толща песчаника глыбового, желтоватого, на склоне белого кварцевого, подстилающего толщу переслаивания, охарактеризованную уже иным по систематическому составу комплексом растений. По всей вероятности, в обнажении № 11 по р. Ия (рис. 2) мы

Таблица 2. Распространение олхинского комплекса растений по местонахождениям

Список растений	Местонахождение, № обр.		гора Кая, р. Иркут					р. Олга, напротив д. Смоленщина		р. Иркут, д. Мак-симовщина	р. Ия, д. Владимировка		Иркутское водохранилище
	7, 8	9, 10	13, 14	15-18	19, 20, 20a	21	22, 23	23a					
<i>Hepaticites</i> sp.				+									
<i>Lycopodites</i> sp.		+											
<i>Phyllothea sibirica</i> Heer											+		
* <i>Clathropteris</i> sp.		+											
<i>Hausmannia crenata</i> (Nath.) Möeller					+						+		
* <i>Phlebopteris</i> (?) sp.					+								
<i>Coniopteris irkutensis</i> Pryn.			sp.	+				sp.			sp.		
<i>C. maakiana</i> (Heer) Pryn.	+	+			+	+						+	
<i>Cladophlebis bidentata</i> Tur.-Ket.						+							
<i>C. haiburnensis</i> (Lindl. et Hutt.) Brongn.	sp.	+	+		sp.			sp.					
<i>C. nebbensis</i> (Brongn.) Nath.		+		+									
<i>C. vaccensis</i> Ward		+		+									
<i>C. whitbiensis</i> (Brongn.) Brongn.						+						+	
<i>Lobifolia</i> sp.						+							
<i>Raphaelia diamensis</i> Sew.	+		+	+		+	+					+	
<i>Baiera chachlovii</i> Kiritch. et Batjaeva						+						sp.	
<i>Eretmophyllum</i> sp.				+									
<i>Ginkgo</i> sp. 1				+								+	
<i>Ginkgo</i> sp. 2												+	
<i>G. tapkensis</i> Dolud. et Rasskaz.										+		sp.	
<i>Leptotoma sibirica</i> Kiritch. et Batjaeva							+						
<i>Sphenobaiera</i> sp. 4						+						sp.	
<i>Czekanowskia irkutensis</i> Kiritch. et Samyl										+	+		
<i>Cz. vera</i> Kiritch. et Samyl.			+	+									
<i>Phoenicopsis angustifolia</i> Heer								+			+	+	
<i>Ph. dentata</i> Pryn.	+		+	+							+	+	
<i>Ph. irkutensis</i> Dolud. et Rasskaz.				+			+	+	+		+	+	
<i>Ph. markovitchiae</i> Kiritch. et Schischk.	+											+	
<i>Ph. samylinae</i> Kiritch. et Moskv.								+				+	
<i>Leptostrobus</i> sp.						+							
<i>Brachyphyllum</i> sp.						+							
<i>Pagiophyllum peregrinum</i> (Lindl. et H.) Sew.				+							+		
<i>Pityophyllum</i> sp.						+				+		+	
<i>Pityospermum</i> sp.							+					+	
<i>Elatocladus</i> sp.												+	
<i>Taxocladus</i> sp.												+	
<i>Pseudotorellia</i> sp.				+							+		

* Определения по В.Д. Принада, 1962.

наблюдаем контакт черемховской и присаянской свит.

Таким образом, верхняя часть черемховской свиты (верхняя пачка) во всех разрезах охарактер-

ризована довольно выдержанными по систематическому составу тафофлорами. Последние объединены нами в олхинский комплекс. Доминирующими в комплексе формами повсеместно

Таблица 3. Распространение тапкинского комплекса растений по местонахождениям

Местонахождения, № обр.	Правый берег р. Ангара			р. Ия, д. Владимировка			
	падь Каштак	падь Волчья	падь Тапка	обр. 25, 26	обр. 28, 29	обр. 30	обр. 27
* <i>Neocalamites pinitoides</i> (Chach.) Pryn.		+	+				
<i>Phyllothea sibirica</i> Heer			+				
** <i>Osmunda sibirica</i> Kostina et Travina			+				
<i>Hausmannia crenata</i> (Nath.) Möeller			+				
<i>Coniopteris irkutensis</i> Pryn.	+		+				
<i>C. maakiana</i> (Heer) Pryn.			+	+			cf.
* <i>Cladophlebis ex gr. crispata</i> Racib.		+					
<i>C. nebbensis</i> (Brong.) Nath.	sp.		+				
<i>Lobifolia lobifolia</i> (Phill.) Rasskaz. et E. Lebed.			+				
*** <i>Raphaelia tapkensis</i> (Heer) Pryn. emend. Kostina	sp.	cf.	+				
<i>Anomozamites lindleyanus</i> Schimp.			+				
<i>Cycadolepis</i> sp.			+				
* <i>Podozamites</i> sp.		+					
<i>Baiera chachlovii</i> Kiritch. et Batiaeva							+
<i>Baiera</i> sp. 1							+
<i>Ginkgo heeri</i> Dolud. et Rasskaz.		+	sp.				
<i>Ginkgo</i> sp. 3		+					
<i>G. tapkensis</i> Dolud. et Rasskaz.			+	+	+		
<i>Sphenobaiera</i> sp. 5	sp.	+					+
<i>Czekavowskia cf. ferganensis</i> Kiritch. et Samyl.			+				
<i>Cz. irkutensis</i> Kiritch. et Samyl.				+			
<i>Cz. rigia</i> Heer				+	+		
<i>Cz. vera</i> Kiritch. et Samyl.				+		+	+
* <i>Phoenicopsis dentata</i> Pryn.		+					
<i>Phoenicopsis irkutensis</i> Dolud. et Rasskaz.			+	+		+	
<i>Leptostrobus crassipes</i> Heer						+	
<i>L. laxiflora</i> Heer		sp.	+	+		sp.	
<i>Schizolepis</i> sp.				+			
<i>Pityocladus</i> sp.			+				
<i>Pityophyllum</i> (Florinia?) sp.			+				+
<i>Pityospermum cf. gracile</i> Tur.-Ket.				+			
<i>Samaropsis rotundata</i> Heer				+			
<i>Elatites ovalis</i> Heer			+				
<i>Elatocladus manchurica</i> (Yok.) Yabe			+				
<i>Taxocladus ketovae</i> Tesl.		sp.	+				
* <i>T. sibirica</i> (Chach.) Tesl.			+				
<i>Sorosaccus</i> sp.		+					
<i>Stenomiscus</i> sp.						+	
<i>Ixostrobus</i> sp.						+	
<i>Pseudotorellia</i> sp.					+		

Определения по: * В.Д. Принада, 1962; ** А.И. Киричкова, Е.И. Костина, Т.А. Травина, 1999; *** Е.И. Костина, М.П. Долуденко, 1997.

являются *Coniopteris maakiana* (Heer) Pryn., *Cladophlebis*, *Raphaelia diamensis* Sew., разнообразные *Phoenicopsis* (до 5 видов), *Czekanowskia irkutensis* Kiritch. et Samyl., *Cz. vera* Kiritch. et Samyl. Это дает основание верхнюю пачку верхнечеремховской подсвиты, охарактеризованную олхинским комплексом растений, выделять в слой с *Coniopteris maakiana*, *Cladophlebis* spp., *Phoenicopsis dentata*, *Phoenicopsis* spp. Опорными разрезами слоев будут разрез по р. Олха, против д. Смоленщина и разрез по р. Ия, у д. Владимировка. Мощность слоев – 20–25 м.

Присянская свита

Свита, согласно перекрывающая черемховскую, имеет меньшее, чем черемховская, распространение, главным образом в юго-восточной части Иркутского бассейна (Одинцова и др., 1967); выходит на дневную поверхность в правобережных обнажениях р. Ангара от г. Иркутска до пади Идан. Общая мощность свиты до 130 м. Она подразделяется на нижнюю (иданскую) и верхнюю (суховскую) подсвиты.

Нижняя подсвита, впервые выделенная Ю.А. Жемчужниковым (1925) по р. Ангаре, близ пади Идан в качестве иданского горизонта, имеет широкое распространение в юго-восточной части Иркутского бассейна (Одинцова и др., 1967). Нами подсвита прослежена, кроме того, в обнажении правого берега р. Ия, близ д. Владимировка (рис. 2). Подсвита представлена преимущественно крупнозернистыми, гравелитовыми песчаниками при подчиненном значении алевролитов и почти лишена остатков растений. Мощность подсвиты до 80 м, в обнажениях по р. Ангара – около 45 м. В алевролитовых прослоях разреза близ пади Идан по р. Ангара нами найдены немногочисленные остатки растений – *Coniopteris* sp. indet., *Raphaelia* sp., *Sphenobaiera* sp. indet., *Czekanowskia vera* Kiritch. et Samyl., *Podozamites* sp. indet.

Верхняя подсвита имеет значительно меньшее распространение (Одинцова и др., 1967) и впервые как суховская формация (Коровин, 1921), а позднее – как верхняя подсвита (Жемчужников, 1925) была выделена по береговым обнажениям р. Ангара от Иркутска до пади Идан. Подсвита представлена толщей переслаивания песчаников мелко- и крупнозернистых, алевролитов, углистых алевролитов, прослоев угля с общим преобладанием песчаников. Общая мощность подсвиты до 50 м. В правобережных выходах подсвиты по р. Ангара от окрестностей г. Иркутска до пади Идан нами прослежена толща плотных песчаников с известковистыми конкрециями и тремя прослоями алевролитов, песчаных алевролитов, не выдержанных по площади и по мощности. Наиболее полный разрез представлен близ пади Тапка (рис. 2), где вскрыта толща песчаников до 20 м

с прослоями алевролитов, углистых алевролитов, маломощных углей. В 1.5 км ниже по течению от этого обнажения песчаная толща содержит одну алевролитовую пачку с углистыми прослоями; в 20 км ниже по течению, в обнажении близ падей Каштак и Волчья (Суховской мыс) преобладают песчаники с одной маломощной пачкой песчаных алевролитов (рис. 2). В алевролитовых прослоях этих обнажений собраны остатки растений, наиболее разнообразные в видовом отношении из обнажения близ пади Тапка (табл. 3). Тапкинские тафофлоры, в том числе тафофлоры местонахождений “пади Каштак” и “пади Волчьей” (рис. 2), несмотря на очевидную преемственность с олхинскими, отличаются несколько иным составом доминирующих групп растений. В группе папоротников резко падает роль представителей родов *Cladophlebis* и *Raphaelia*, но появляется род *Os-munda*. Род *Ginkgo* выражен теми же видами, что и в олхинских тафофлорах. Из чекановских почти исчезает род *Phoenicopsis*. Значительно разнообразнее становится группа хвойных за счет представителей родов *Elatocladus*, *Taxocladus*, крупных листьев типа *Florinia* (табл. 3).

Тафофлоры с аналогичным составом растений нами собраны из толщи переслаивания, перекрывающей нижнюю (иданскую) подсвиту присаянской свиты в разрезе по р. Ия у д. Владимировка (рис. 2). В составе тафофлор с р. Ия большее распространение, чем в тапкинских, получает *Ginkgo tapkensis* Dolud. et Rasskaz., род *Czekanowskia*, особенно *Cz. vera* Kiritch. et Samyl. и хвойные, предполагаемые представители рода *Florinia*. Основываясь на выдержанности систематического состава тапкинских тафофлор, считаем возможным выделить верхнюю половину присаянской свиты (суховскую подсвиту) в слой с *Os-munda sibirica*, *Raphaelia tapkensis*, *Czekanowskia vera*, *Taxocladus*. Опорным разрезом слоев может быть разрез по р. Ангара близ пади Тапка. Мощность слоев до 15 м.

Разрез юрских отложений в Иркутском бассейне завершается кудинской свитой (табл. 4). Свита была выделена в 1946 г. Н.И. Фоминым, но некоторыми авторами (Деев, 1957) понималась как фация верхней части присаянской свиты. Решениями Межведомственного совещания (Решения..., 1981) принята в ранге свиты. Она имеет ограниченное распространение в северо-восточных районах бассейна (Одинцова и др., 1967) и представлена в основании конгломератами, замещающимися по простиранию песчаниками, затем алевролитами и аргиллитами светло-серыми, почти белыми с желтоватым оттенком. Общая мощность до 150 м. Отложения почти не содержат остатков растений, кроме плохой сохранности листьев *Coniopteris* sp., *Cladophlebis* sp., *Phoenicopsis* sp. (Одинцова и др., 1967).

ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА

Послойная палеоботаническая характеристика опорных и стратотипических разрезов юрских отложений Иркутского бассейна и детализация систематического состава ископаемых растений впервые предоставили возможность дать обоснование расчленения юрской толщи конкретными тафофлорами и предпринять попытку определить возраст выделенных в юрской толще стратонов. Анализ изменения систематического состава полученных тафофлор по разрезу позволил выявить не только приуроченность соответствующих комплексов растений к определенным стратиграфическим уровням, но и тенденцию изменения иркутской палеофлоры во времени. Являясь типичным представителем Сибирской палеофлористической области, иркутская палеофлора проявляет те же тенденции в развитии, какие мы наблюдаем на примере ранне-среднеюрских флор юга Западной Сибири. Эти тенденции особенно отчетливо проявляются на примере доминирующей в составе сибирской палеофлоры группы гинкгофитов (гинкговых и чекановских) и папоротников. Хотя эти группы в разных районах Сибири, например, в Кузнецкой и Канской впадинах, представлены зачастую разными таксонами видового уровня, изменение и соотношение их по разрезу, т.е. во времени, подчинено общим закономерностям. Поэтому, чтобы решить вопрос датировки выделенных фитостратиграфических комплексов в Иркутском бассейне, необходимо провести сопоставление их с учетом данных флорогенетического анализа с таковыми смежных территорий, в частности с комплексами Канского и Кузнецкого бассейнов.

Наиболее полный разрез юрских отложений на юге Западной и Средней Сибири представлен в Кузнецком угленосном бассейне, где отложения юры расчленены на лито- и фитостратоны с детальным палеоботаническим обоснованием (Киричкова и др., 1992). Палеофлористические исследования по Кузнецкому бассейну показали, что наиболее существенные изменения в составе палеофлоры отмечаются в середине осиновской свиты, когда происходит смена бунгарапской стратофлоры черноэтапской. С этого уровня при видовом разнообразии папоротников из рода *Cladophlebis* заметную роль начинает играть род *Coniopteris*, представленный в тафофлорах верхнеосиновской подсвиты 7 видами, а из цикадофитов – род *Nilssonia*. Но главные черты перестройки палеофлоры наблюдаются в составе доминирующей в составе кузнецкой палеофлоры группы – гинкгофитов. Если в нижнеосиновских тафофлорах эта группа выражена, главным образом, родом *Sphenobaiera* и *Czekanowskia*, то в верхнеосиновских, этапских тафофлорах большее развитие получают роды *Ginkgo*, *Phoenicopsis*, *Leptotoma*, а

роды *Sphenobaiera* и *Czekanowskia* менее разнообразны и представлены уже другими видами. Аналогичные изменения наблюдаются и в разрезах Канского угленосного бассейна, на границе переславской–иланской и камалинской свит (Киричкова, Травина, 1990) и в верхней части верхнехудосейской подсвиты Томской области Западной Сибири (Киричкова, Травина, 1995). Эти изменения с учетом региональных особенностей палеофлор Сибирской палеофлористической области позволили нам, исходя из концепции В.А. Вахрамеева о развитии юрских флор на рубеже ранней и средней юры (Вахрамеев, 1982; Вахрамеев и др., 1970), обосновать границу ранней и средней юры в континентальном разрезе юга Западной Сибири (Киричкова и др., 1992). Подобные изменения в составе тафофлор выявились и в разрезах угленосной толщи Иркутского бассейна, между черемховскими тафофлорами и олхинскими. Черемховский комплекс растений нижней части (угленосная пачка) верхнечеремховской подсвиты характеризуется тем же соотношением характерных форм, что и камзасский комплекс нижнеосиновской подсвиты Кузбасса, включая те же руководящие формы – *Ginkgo sibirica* Heer, *Sphenobaiera vigentis* Kiritch. et Batjaeva, *Czekanowskia baikalica* Kiritch. et Samyl. Олхинские тафофлоры, характеризующие верхнюю часть (песчано-алевритовая пачка) верхнечеремховской подсвиты, претерпевают те же изменения в систематическом составе, что и этапские тафофлоры верхнеосиновской подсвиты Кузбасса. Хотя олхинские тафофлоры носят явный отпечаток эндемизма, однако и в их составе впервые заметную роль начинает играть род *Coniopteris* при сохранившемся видовом разнообразии *Cladophlebis*, а главное, наблюдаются те же изменения в составе доминирующей группы гинкгофитов: она представлена здесь другими видами *Ginkgo*, менее разнообразным и другим видовым составом рода *Sphenobaiera*, впервые появляется род *Leptotoma*, а главное – род *Phoenicopsis* получает наибольшее развитие. Поэтому, как и в случае с палеофлорой Кузбасса и Канского бассейна, эти изменения мы использовали для обоснования временной границы ранней и средней юры в едином континентальном разрезе иркутской юры. Границу считаем возможным проводить в основании верхней песчано-алевритовой пачки верхнечеремховской подсвиты черемховской свиты (табл. 4). Соответственно возраст слоев с черемховским комплексом определяется нами концом ранней юры, предположительно – тоар, слои с олхинским комплексом, соответствующим по уровню развития этапскому комплексу Кузбасса, определяются началом средней юры – условно аален; слои с тапкинским комплексом отнесены к байосу (табл. 4).

Таблица 4. Схема корреляции юрских отложений Иркутского, Канского и Кузнецкого угольных бассейнов по палеоботаническим данным

Система	Отдел	Ярус	Иркутский бассейн			Канский бассейн (Киричкова, Травина, 1990)	Кузнецкий бассейн (Киричкова, Батяева, Быстрицкая, 1990)		
			Слои с флорой	Фитострат. комплекс	Свиты		Свиты	Слои с флорой	
Юрская	Средний	Bt			Кудинская	Тяжинская	Курундусская		
		Vaj	<i>Osmunda sibirica</i> , <i>Raphaelia tapkensis</i> , <i>Ginkgo tapkensis</i> , <i>Czekanowskia vera</i> , <i>Taxocladus</i>	Тапкинский	Верхняя (суховская) подсвита	Бородинская	Терсюкская	<i>Equisetites beanii</i> , <i>Coniopteris burejensis</i> , <i>Leptotoma batjaevii</i> , <i>Taxocladus</i>	
		Aal	<i>Coniopteris maakiana</i> , <i>Cladophlebis</i> spp., <i>Phoenicopsis dentata</i> , <i>Phoenicopsis</i> spp.	Олхинский	Верхняя (продуктивная) подсвита	Камалинская	Верхняя подсвита	<i>Equisetites lateralis</i> , <i>Coniopteris simplex</i> , <i>Cladophlebis</i> spp., <i>Phoenicopsis cognata</i> , <i>Phoenicopsis</i> spp.	
	Нижний	Toa	<i>Ginkgo celebris</i> , <i>Sphenobaiera videntis</i> , <i>Sphenobaiera</i> spp., <i>Czekanowskia baikalica</i>	Черемховский	Черемховская	Иланская	Осиновская	Нижняя подсвита	<i>Cladophlebis williamsonii</i> , <i>Sphenobaiera videntis</i> , <i>Czekanowskia baikalica</i>
		Pl			Нижняя (Заларинская)	Переясловская	Абашевская	<i>Equisetites turgaicus</i> , <i>Pterophyllum tersiensis</i> , <i>Pityospermum</i> spp., <i>Samaropsis</i> spp.	
							Распадская		
						Лебедевская			

ВЫВОДЫ

1. Уточнен систематический состав иркутской палеофлоры (в целом), определена степень ее эндемизма, выделены конкретные тафофлоры, четко привязанные к разрезу. Анализ изменения тафофлор по разрезу выявил определенные тенденции в развитии иркутской палеофлоры во времени, оказавшиеся общими с таковыми Сибирской палеофлоры.

2. Выделены характерные фитостратиграфические комплексы растений: черемховский, олхинский и тапкинский. Последние легли в основу выделения слоев с флорой. Определена последовательность слоев в разрезе и обосновано распространение их по площади.

3. Предложена первая схема корреляции изолированных между собой разрезов и определено на палеоботанической основе их место в едином разрезе юрской толщи бассейна.

4. Обоснована временная граница ранней-средней юры на основании тех же изменений состава тафофлоры, которые мы наблюдаем в разрезах Кузнецкого и Канского угольных бассейнов, характерные, по всей вероятности, для юрской флоры юга Сибири. Граница в юрской толще Иркутского бассейна проводится в основании верхней песчано-алевритовой пачке верхней подсвиты черемховской свиты; соответственно возраст остальной части черемховской свиты определяется концом ранней юры (тоар – возможно, часть плинсбаха, условно); возраст присаянской свиты – байос (условно).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданович К.И. Геологические исследования вдоль Сибирской железной дороги в 1893 г. Среднесибирская горная партия. Предварительный отчет начальника партии горн. инж. К. Богдановича // Горный журнал. 1895. 83 с.

Вахрамеев В.А. Расчленение и корреляция континентальных отложений по палеоботаническим данным // Сов. геология. 1982. № 1. С. 58–67.

Вахрамеев В.А., Добрускина Н.А., Заклинская Е.Д. и др. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 423 с.

Деев Ю.П. Стратиграфический разрез юрских отложений Иркутского угленосного бассейна // Тр. Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956. Л.: Госгостехиздат, 1957. С. 41–51.

Долуденко М.П., Костина Е.И. О хвойных рода *Elatides* // Палеонтол. журн. 1987. № 1. С. 110–114.

Долуденко М.П., Рассказова Е.С. Гинкговые и чекановские виды Иркутского бассейна // Мезозойские растения Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. С. 7–44.

Ермолаев Д.И., Тесленко Ю.В. Палеоботанические материалы к стратиграфии юрских отложений Иркут-

ского угленосного бассейна // Док. АН СССР. 1964. Т. 155. № 3. С. 562–564.

Жемчужников Ю.А. Разрез юрских угленосных отложений по р. Ангара // Изв. Геол. ком-та. 1925. Т. XLIV. № 6. С. 699–718.

Киричкова А.И., Батяева С.К., Быстрицкая Л.И. Фитостратиграфия юрских отложений юга Западной Сибири. М.: Недра, 1992. 216 с.

Киричкова А.И., Костина Е.И., Травина Т.А. Новый вид рода *Osmunda* L. из юрских отложений Иркутского угленосного бассейна // Палеонтол. журн. 1999. № 2. С. 87–93.

Киричкова А.И., Травина Т.А. О сфеноптероидных папоротниках юры Иркутского бассейна (местонахождения Усть-Балей и гора Кая) // Палеонтол. журн. 1993. № 4. С. 106–114.

Киричкова А.И., Травина Т.А. Фитостратиграфия юрских отложений Канского угленосного бассейна // Био- и литостратиграфия мезозоя нефтегазоносных районов СССР. СПб.: ВНИГРИ, 1990. С. 69–93.

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

Коровин М.К. Черемховский угленосный бассейн // Изв. Сиб. отд. Геол. ком-та. Томск, 1921. Т. 2. Вып. 4. 37 с.

Коровин М.К. Черемховский каменноугольный район // Изв. Сиб. отд. Геол. ком-та. Томск, 1922. Т. 2. Вып. 4. 64 с.

Костина Е.И., Долуденко М.П. Папоротники из среднеюрских отложений Канского угленосного бассейна (Сибирь) // Палеонтол. журн. 1997. № 2. С. 58–68.

Криштофович А.Н. Ангарская свита. Байкальский отдел // Тр. Всесоюз. геолог.-развед. объединения. 1933. Вып. 326. 136 с.

Одинцова М.М., Гутова Л.Н., Богдасьева Л.И. Стратиграфия // Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. С. 19–118.

Оттен Ф.Ф., Деев Ю.П., Рыжков П.М. Иркутский угленосный бассейн // Труды Вост.-Сиб. геол.-развед. треста. 1934. Вып. 9. 62 с.

Принада В.Д. Мезозойская флора Восточной Сибири и Забайкалья. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 368 с.

Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1978 г. Новосибирск: СНИИГиМС, 1981. 89 с.

Сьюорд А.У., Томас Т.Г. Юрские растения из Балаганского уезда Иркутской губернии // Тр. Геол. ком-та. Нов. сер. 1911. Вып. 73. 22 с.

Турутанова А. Материалы к изучению ископаемой флоры Черемховского угленосного бассейна. Юрские папоротники // Изв. Сиб. Геол. ком-та. Томск, 1920. Т. 1. Вып. 5. 23 с.

Хахлов В.А. Ископаемые растения Иркутского угленосного бассейна // Изв. Сиб. отд. Геол. ком-та. Томск, 1924. Т. 4. 39 с.

Хахлов В.А. Растительные остатки Олонского района // Изв. Сиб. Техн. ин-та. Томск: Госгостехиздат, 1927. Т. 47. 16 с.

Чекановский А.Л. Геологические исследования в Иркутской губернии, совершенные по поручению Сибирского отделения Русского Географического общества // Тр. Русск. географ. общества. Иркутск, 1874. 398 с.

Черский И.Д. Геологическое исследование Сибирского почтового тракта от озера Байкал до восточного склона хр. Уральского, а также путей, ведущих к Падунскому порогу на р. Ангаре и в города Минусинск // Тр. Русск. географ. общества. СПб., 1888. 145 с.

Heer O. Beiträge zur Jura-Flora Ostsibiriens und des Amurlandes // Mem. Acad. Imp. Sci. St.-Petersburg, 1876. T. 22. № 12. S. 1–122.

Heer O. Beiträge zur fossilen Flora Sibiriens und des Amurlandes // Mem. Acad. Imp. Sci. St.-Petersburg, 1878. T. 25. № 6. S. 1–58.

Heer O. Nachträge zur Jura-Flora Sibiriens gegründet auf die von Herrn Richard Maak in Ust-Balei gesammelten Pflanzen // Mem. Acad. Imp. Sci. St.-Petersburg, 1880. T. XXVII. № 10. S. 34.

Krassilov V.A., Bugdaeva E.V. Gnetalean plants from the Jurassic of Ust-Balei, East Siberia // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1988. V. 53. № 3–4. P. 359–374.

Рецензенты А.Б. Герман, М.П. Долуденко

УДК 569.32+551.791(470.314)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРИРОДНОЙ СРЕДЕ ОБИТАНИЯ ПЕРВОБЫТНОГО ЧЕЛОВЕКА И ВОЗРАСТЕ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА СУНГИРЬ (ВЛАДИМИРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2000 г. Ю. А. Лаврушин*, Е. А. Спиридонова**, Л. Д. Сулержицкий*

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

**Институт археологии РАН, 117036 Москва, ул. Дмитрия Ульянова, 19, Россия

Поступила в редакцию 17.06.99 г.

На основе новых радиоуглеродных датировок установлено, что возраст археологического памятника Сунгирь оценивается интервалом времени от почти 29 до 20 тыс. лет. В истории существования сунгирьского человека установлено два этапа постоянного его пребывания в данном месте и несколько подэтапов эпизодического посещения этой территории. Этапы постоянного пребывания сунгирьской общности соответственно ограничены датировками 28 800–28 350 и 27 800–25 500 лет назад. Подэтапы эпизодического пребывания сунгирьской общности ограничены датировками 28 120–28 000 и примерно 25 000–20 000 лет назад.

На основе палинологических данных выявлены сложная динамика ландшафтно-климатических изменений в конце среднего валдая и установлена корреляционная связь стационарного пребывания сунгирьского первобытного человека с потеплением климата.

Ключевые слова. Средний валдай, радиоуглеродный возраст, палинологические гистограммы, Сунгирь.

Существующие представления о возрасте археологического памятника Сунгирь и природной среде обитания первобытного человека, высказанные в литературе, оказываются достаточно разнообразными (Бадер, 1978; Бадер, Громов, 1963; Громов, 1966; Лаврушин, Спиридонова, 1998; Сукачев и др., 1966; Цейтлин, 1965). Это было связано с наличием лишь единичных определений радиоуглеродного возраста, которые подвергались сомнению со стороны ряда исследователей, и почти полным отсутствием палинологических исследований.

В 1998 г. была опубликована первая полная палинологическая диаграмма разреза Сунгирь (Лаврушин, Спиридонова, 1998), которая позволила отнести большую часть изученного разреза, в том числе культурно-почвенный слой к среднему валдаю.

Одновременно тщательные геологические исследования почвенно-культурного слоя позволили выявить в нем по крайней мере две пачки, состоящие из интенсивно дислоцированных гравитационными склоновыми процессами погребенных почв, к которым оказались приурочены остатки материальной культуры сунгирьского человека. Палинологические исследования показали, что первобытный человек вначале обитал в окружении елового леса и полей с участием разнотравья, злаков, а вдоль долины увеличивалась заболоченность. Позднее, во время образования верхней погребенной почвы, еловый лес сменился смешанными массивами, в которых доминиро-

вала сосна иногда с примесью ели и березы. Открытые пространства были по-прежнему образованы лугами разного состава и болотами, роль которых, по-видимому, возросла.

НОВЫЕ РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ КУЛЬТУРНО-ПОЧВЕННОГО СЛОЯ

Новые радиоуглеродные датировки были получены по фрагментам костей крупных млекопитающих, извлеченных из толщи отложений культурного слоя во время археологических работ на данном памятнике (таблица).

Приведенные датировки показывают, что верхнепалеолитическая общность первобытного человека впервые появилась на данном месте около 29 тыс. лет назад. Наиболее позднее пребывание здесь человека датируется временем 20 360 лет назад. Таким образом, получается, что первобытный человек посещал данную территорию на протяжении почти 8500 лет. Судя по полученным датировкам, наибольшее их количество приурочено к интервалу времени 27–28 тыс. лет назад. Это скорее всего можно объяснить тем, что основные поселения сунгирьского человека были связаны как раз с этим интервалом времени, хотя есть основания полагать определенную прерывистость в существовании поселения.

Более молодые датировки скорее всего свидетельствуют об эпизодическом пребывании в данном месте первобытных охотников. При этом, су-

Радиоуглеродный возраст фрагментов костей крупных млекопитающих (археологический памятник Сунгирь)

№ образца	Радиоуглеродный возраст	Фрагменты костей животных
ГИН 9585	20360 ± 900	Мамонт
ГИН 8998	23600 ± 500	»
ГИН 8995	26300 ± 260	»
ГИН 9034	26300 ± 300	Лошадь
ГИН 9030	26600 ± 300	Мамонт
ГИН 9591	27000 ± 320	»
ГИН 9027	27200 ± 400	»
ГИН 9586	27200 ± 500	»
ГИН 9033	27400 ± 400	Лошадь
ГИН 9588	27800 ± 600	Мамонт
ГИН 9029	28000 ± 300	»
ГИН 8999	28120 ± 170	»
ГИН 8996	28130 ± 370	»
ГИН 9032	28350 ± 200	»
ГИН 9028	28800 ± 240	»

дя по полученным данным, посещения первобытного человека урочища Сунгирь могли быть разделены промежутками времени в 1000–1500 лет. В этом отношении обращает на себя внимание отсутствие датировок в интервалах 20360, 22000 и 23500, 23500–24500, 24500–25500, 25500–26300 лет назад.

Приведенные в таблице новые радиоуглеродные данные, как правило, получены по одному фрагменту костей крупных млекопитающих. Исключение составляет только обр. 9034, дата по которому сделана из нескольких костей лошадей. Эта дата, являющаяся сборной, исключена из нашего последующего анализа.

Таким образом, полученные новые датировки существенно расширяют наши представления о возрасте памятника Сунгирь и очерчивают достаточно длительный интервал времени посещения данного места первобытным человеком.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сравнительно недавно были опубликованы новые данные по палинологии, полученные по стоянке Сунгирь. Эти материалы не только дают представление о стратиграфии и палеогеографии двух культурных слоев, приуроченных к различным по возрасту погребенным почвам, но и в целом характеризовали изменение природной среды на протяжении большей части среднего валдая, включая дунаевский (брянский) межстадиал, а также похолодание и начало потепления

позднего валдая. Кроме того, в раскопе 1993 г. были проведены исследования по особенностям и выдержанности состава палинологических спектров в различных частях вскрытого культурного слоя. В настоящей статье излагаются вновь полученные материалы, отличительной особенностью которых явилось радиоуглеродное датирование всех установленных споропыльцевых спектров (рис. 1). Споры и пыльца были извлечены из минерального осадка, полученного в процессе деминерализации фрагментов костей и очистки коллагена.

В этом отношении полученные результаты палинологических исследований представляют определенный интерес в методическом отношении, поскольку позволяют произвести более детальное расчленение интенсивно деформированного культурно-почвенного слоя с позиции выяснения временных этапов пребывания в данном месте первобытного человека. Важно также отметить, что каждый образец содержал большое количество микрофоссилий хорошей сохранности. Иногда пыльца разнотравья находилась в больших количествах.

Рассмотрим полученные палинологические комплексы и их временную последовательность. Первый спорово-пыльцевой комплекс (обр. 9032 и 9028, соответственно имеющие даты 28350 ± 200 и 28800 ± 240) характеризуется доминированием в общем составе пыльцы древесных пород (около 80%), где среди последних много сосны, пыльца ели и *Betula Abbae* содержится в количестве 10–15%, единично встречается пыльца ольхи. Среди пыльцы травянистых почти в равных количествах присутствует пыльца злаков, осок и полыни. В комплексе обнаружена также пыльца *Asteraceae*, *Plantago*, *Gichonaceae*. Среди спор доминируют *Bryales*, *Polypodiaceae*; существенно меньше *Sphagnum*, *Botrychium*.

Второй комплекс (обр. 8999 и 8996, датировки соответственно 28120 ± 170 и 28130 ± 370) по составу древесных имеет существенные отличия. В нем также в общем составе много пыльцы древесных пород, но преобладает пыльца ели, меньше пыльцы сосны, а также березы и ольхи. Состав травянистых растений сохраняет свои основные черты. В нем доминируют злаки и осоки, есть полыни, в подчиненном количестве присутствуют маревые, а также разнотравье. Среди спорых сохраняется доминирование *Bryales* и *Polypodiaceae*.

Установленные принципиальные отличия в составе древесных между первым и вторым комплексами показывают, что между 28350 лет назад и 28130 лет назад произошли существенные изменения в природной среде – сосновый лес сменился еловым, что возможно было обусловлено потеплением климата. Не исключено, что в исто-

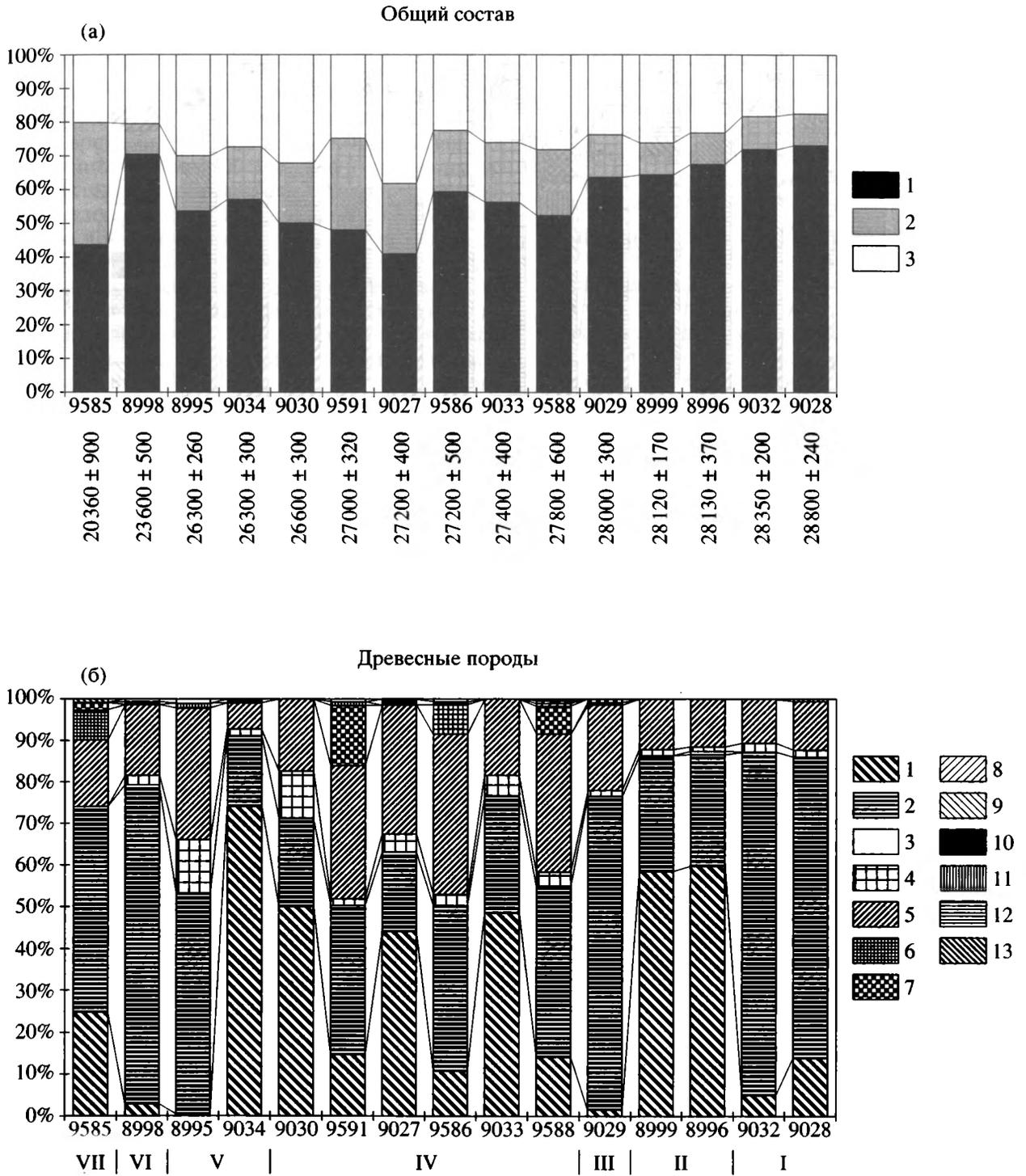


Рис. 1. Начало

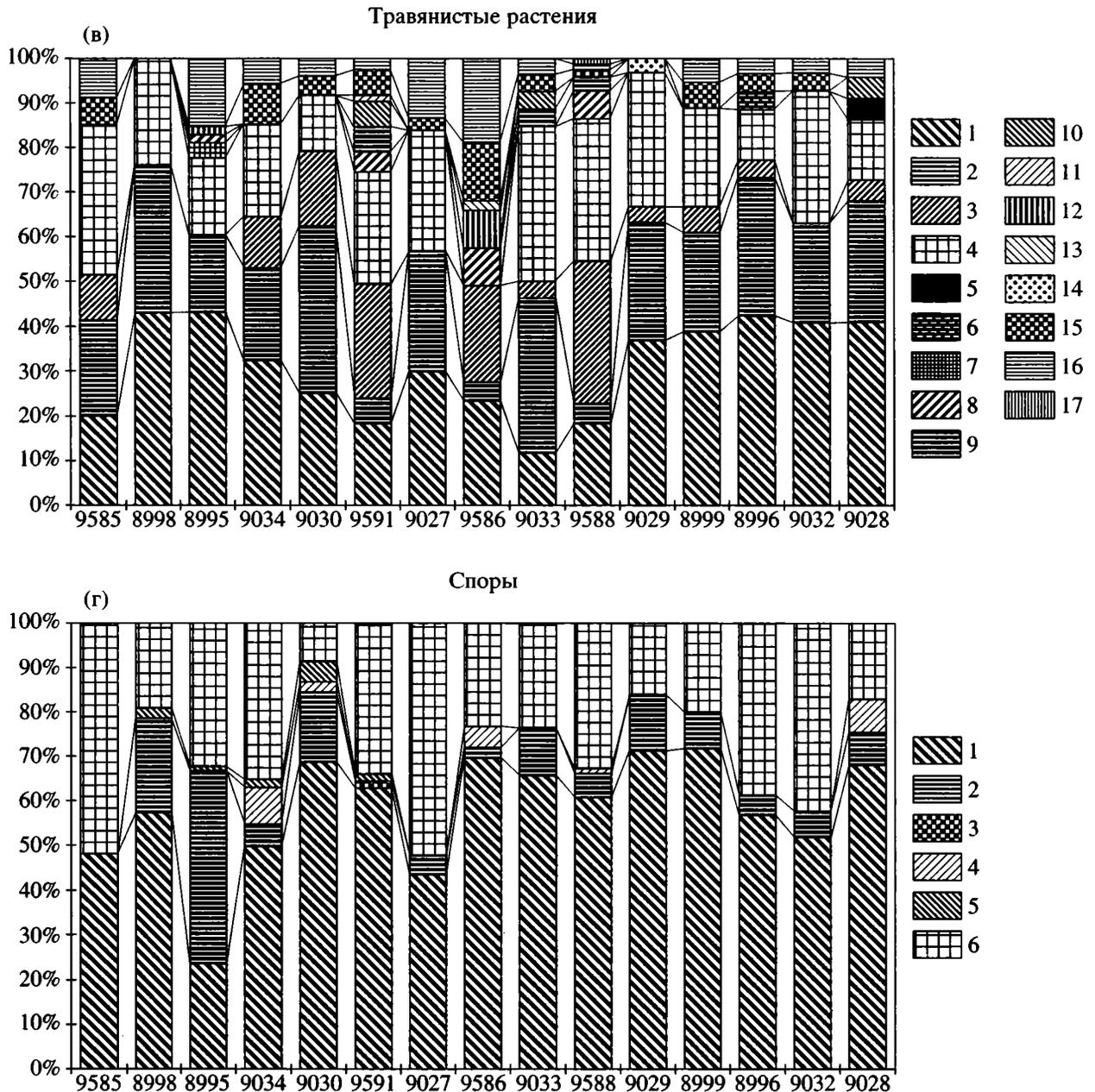


Рис. 1. Палинологические гистограммы, полученные по минеральному осадку из фрагментов костей крупных млекопитающих

a – общий состав: 1 – споры, 2 – травы, 3 – деревья; *б* – древесные породы: 1 – Hipporphae, 2 – Tilia, 3 – Ulmus, 4 – Quercus, 5 – Corylus, 6 – Salix, 7 – Betula nana, 8 – Betula sec. Fruticosae, 9 – Betula sec. Albae, 10 – Alnus, 11 – Pinus Hapl. 12 – Pinus, 13 – Picea. Римские цифры – номера палинологических комплексов; *в* – травянистые растения: 1 – Poaceae, 2 – Cyperaceae, 3 – Chenopodiaceae, 4 – Artemisia, 5 – Typha, 6 – Jridaceae, 7 – Fagopirum, 8 – Polygonum, 9 – Rumex, 10 – Plantago, 11 – Ranunculaceae, 12 – Brassicaceae, 13 – Dipsacaseae, 14 – Apiaceae, 15 – Cichoriaceae, 16 – Asteraceae, 17 – Centaurea; *г* – 1 – споры: 1 – Polypodiaceae, 2 – Lycopodium selado, 3 – Botrychium, 4 – Equisetum, 5 – Sphagnum, 6 – Bryae.

рии первобытного человека могли также произойти в это время определенные изменения, но они пока не фиксируются результатами археологических исследований.

Третий комплекс (обр. 9029, датировка 28000 ± 300) также имеет свои специфические черты,

характеризуя начавшееся похолодание климата. Так, несмотря на то, что среди пыльцы древесных вновь доминирует пыльца сосны, содержание *Betula sec. Albae* возрастает до 23%. Присутствие пыльцы ели, ольхи не превышает 2–3%. Кроме того, в общем составе становится больше трава-

нистых и кустарниковых растений, среди которых больше осок и полыней. Незначительно содержание маревых.

Четвертый комплекс (обр. 9030, 9591, 9027, 9586, 9033, 9588) охватывает значительный интервал времени от 27800 до 26600 лет назад, составляющий около 1200 лет. Для этого комплекса характерен менее постоянный состав палинологических спектров. Так при невысоком участии пыльцы древесных пород (55–43%) в общем составе отмечается непостоянство содержания доминирующих древесных пород в спектрах. Прослеживается чередование увеличения роли пыльцы ели или сосны при постоянно высоком участии березы. Наименьшее значение пыльцы древесных пород в общем составе отмечается в образце 9027, радиоуглеродный возраст которого определен в 27200 ± 400 лет. Среди травянистых резко увеличивается содержание пыльцы осок, полыней, уменьшается содержание злаков и маревых. Состав споровых в комплексе оказался более консервативным. Установленное изменение палинологических спектров отражает соответствующую динамику изменения палеоландшафтов, что, по-видимому, было связано с кратковременными изменениями климата. При этом флуктуации климата от потепления к похолоданию происходили достаточно быстро. В целом это было время наиболее неустойчивой климатической обстановки, оказавшейся свойственной фазе прогрессирующего потепления. Растительный покров подвергался резким изменениям. В наиболее холодный отрезок времени 27200 ± 400 лет назад облесенность территории была минимальной. Возможно, это была фаза разреженных или островных лесов, образованных березой, сосной и елью. Заболоченность территории, судя по общему составу спектра, а также возросшей роли осок, была значительна. В более теплые интервалы времени возрастала общая облесенность территории и наряду с березой увеличивалась роль сосны и ели в составе леса.

Обобщая полученные палинологические материалы по данному комплексу, можно говорить о том, что для него свойственно, по крайней мере, трехкратное изменение природной среды, что нашло свое отражение в составе пыльцы древесных, травянистых и частично в составе спор. Судя по радиоуглеродным датировкам длительность каждого изменения составляла примерно 400 лет.

Пятый комплекс (обр. 8995, датировка 26300 ± 260) характеризуется появлением пыльцы широколиственных пород, доминированием среди древесных пыльцы сосны, березы, увеличением содержания пыльцы ольхи. В виде единичных зерен встречается пыльца липы, орешника. Среди пыльцы травянистых господствует пыльца злаков, осок и полыней. Встречено достаточно мно-

го пыльцы разнотравья. В составе споровых преобладают споры *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Bryales*. Данный комплекс в целом отражает потепление климата. При этом важно отметить, что в интервале времени 26600–26300 лет назад в период, длительностью всего около 300 лет, по-видимому, произошло продвижение на север ареалов распространения элементов европейских умеренных лесов.

Шестой комплекс (обр. 8998, датировка 23600 лет назад) характеризуется преобладанием среди древесных пыльцы сосны при незначительном участии ели, ольхи и березы. Среди травянистых преобладает пыльца злаков, осок и полыней. Этот комплекс также отражает достаточно благоприятные климатические условия. Однако важно подчеркнуть, что эта теплая фаза была отделена от предыдущей интервалом времени около 2700 лет. Согласно имеющимся материалам, между этими двумя теплыми фазами было похолодание климата, которое прослеживается по ряду разрезов в пределах Европейской России (Спиридонова, 1983).

Седьмой комплекс (обр. 9585, датировка 20300 ± 900) отличается в общем составе заметно меньшим содержанием пыльцы древесных и увеличением роли травянистых и кустарниковых растений, что позволяет говорить о большей открытости ландшафта. Здесь в составе спектра наряду с древовидной и кустарниковой формой берез, присутствует *Betula pappi* L. Кроме того, встречено зерно облепихи хорошей сохранности. Скорее всего, вблизи стоянки существовали островные леса, образованные сосной и березой. Возможно ближе к борту долины возрастала роль ели. Открытые пространства, как и прежде, были заняты лугами разного состава и болотами, роль которых заметно возросла. Подобная характеристика ландшафта хорошо согласуется с начальной фазой максимального распространения последнего оледенения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВАЖНЕЙШИЕ ВЫВОДЫ

Полученные новые материалы позволяют существенно иначе, чем это представлялось раньше, оценить возраст археологического памятника, природную среду обитания первобытного человека и длительность его пребывания в пределах данного места на правом берегу ручья Сунгирь.

Как единодушно отмечалось многими исследователями, культурно-почвенный слой памятника чрезвычайно сложно деформирован. Это в значительной степени затрудняет произвести детальное стратиграфическое расчленение культурно-почвенного слоя обычными геологическими методами. Приведенные выше радиоуглерод-

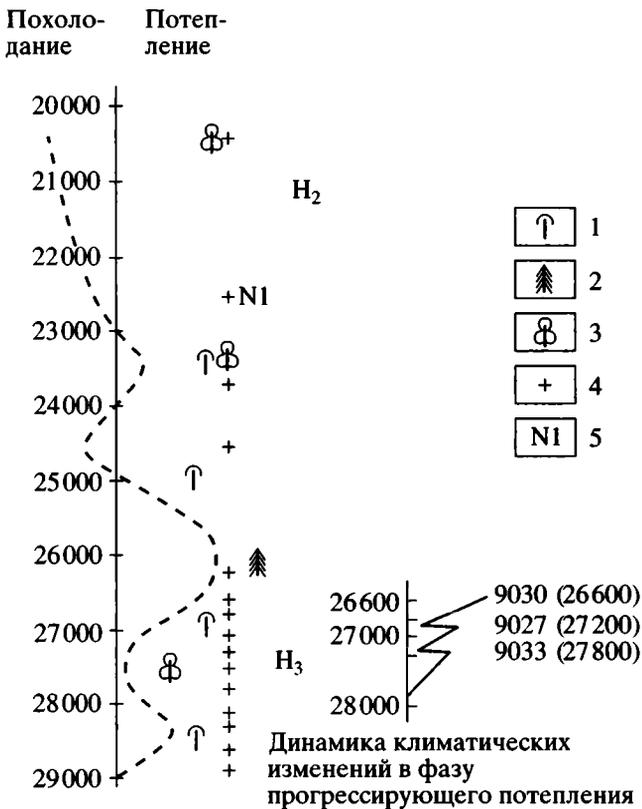


Рис. 2. Палеоклиматическая кривая для интервала времени 29–20 тыс. лет назад.

Леса: 1 – сосновые, 2 – еловые; 3 – березовые; 4 – местоположение радиоуглеродных датировок; 5 – местоположение погребения № 1; H₂, H₃ – события Хенрика.

вые датировки и данные палинологического анализа позволяют в этом отношении существенно уточнить не только возраст памятника, сред обитания первобытного человека, но также существенно уточнить стратиграфию памятника.

Ранее из отложений культурно-почвенного слоя было получено несколько радиоуглеродных датировок (Бадер, 1978). Часть из них считалась омоложенными. Но некоторые датировки, по крайней мере, частью исследователей, принимались как достаточно надежные. К последним относились следующие датировки: 22500 лет назад по древесному углю в основании погребения № 1 24500 лет назад по фрагменту кости северного оленя, а также 27700 по фрагменту кости бизона. Эти датировки в сочетании с датами, приведенными в таблице 1, позволяют утверждать, что первобытный человек посетил урочище Сунгирь, по крайней мере, в течение 8500 лет. Однако, судя по временному распределению датировок, достаточно четко выделяется два этапа пребывания здесь первобытного человека. Первый из них ограничен достаточно кучно распределенными датировками между 25500 и 28800 лет на-

зад, позволяющим полагать об относительно постоянном пребывании первобытного человека в данном месте. По-видимому, установленные археологами поселения сунгирьского человека относятся именно к этому этапу.

Второй этап, ограниченный датировками 20300 и 25500 лет назад, можно охарактеризовать как этап эпизодического пребывания здесь первобытного человека. Подобная характеристика данного этапа связана с небольшим количеством имеющихся датировок, отделенных друг от друга значительными временными интервалами длительностью около 1000–2500 лет. При этом важно отметить, что погребение № 1 должно быть отнесено к данному этапу. Не исключено, что к этому же этапу относится и погребение № 2.

В первом этапе, видимо, можно выделить, пока достаточно условно, несколько подэтапов, отделенных друг от друга кратковременными интервалами времени отсутствия людей вблизи ручья Сунгирь. Эти подэтапы намечаются нами по временному распределению радиоуглеродных датировок и результатам палинологических исследований. В этом отношении намечается, по крайней мере, три подэтапа. Наиболее древний из них соответствует первому спорово-пыльцевому комплексу и ограничен датировками 28350–28800 лет назад. Следующий подэтап связан, скорее всего, с кратковременным (эпизодическим) пребыванием здесь первобытного человека, соответствующий спорово-пыльцевым комплексам II и III, имеющих датировки 28120 и 28000 лет. Наконец, последний подэтап интервала времени 27800–25500, охарактеризованный палинологическими комплексами IV и V, относится, вероятно, также как и первый подэтап, к стационарному длительному пребыванию в данном месте первобытного человека. К сожалению, выделенные подэтапы не подкреплены детальным анализом археологического материала, что определяет их достаточно большую условность.

Приведенные палинологические материалы позволяют говорить о том, что сунгирьская общность обитала в достаточно различных ландшафтных обстановках. Как показано на рис. 2, сунгирьский человек существовал на этой территории в то время, когда его окружал лес. Это был сосновые, березовые, еловые леса и даже редколесья. Таким образом, как показано на том же рисунке, Сунгирьское сообщество обитало в разных палеоклиматических обстановках – это были изменения климата межстадиально-стадиального типа. Тем не менее можно констатировать, что выделенный этап в целом соответствует прогрессирующему потеплению, а второй этап – похолоданию климата.

Полученные материалы позволяют также говорить о достаточно сложной динамике климата

в фазу нарастающего потепления (рис. 2), которая характеризуется кратковременными изменениями климата длительностью около 400 лет. Важнейшей особенностью этих изменений является смена относительно длительных фаз прогрессирующего потепления климата кратковременными фазами похолоданий. В результате кривая, показывающая динамику фаз потепления климата приобретает пилообразный характер с асимметричными зубцами.

В заключение подчеркнем важнейшие выводы.

1. По фрагментам костей охотничьей фауны крупных млекопитающих установлены новые временные ограничения археологического памятника Сунгирь.

2. В истории существования сунгирьского человека намечается два этапа и несколько подэтапов.

3. Сунгирьское сообщество первобытного человека обитало в достаточно разнообразных ландшафтно-климатических обстановках.

4. Установлена достаточно сложная динамика изменений климата, которая хорошо коррелируется с известными климатическими событиями межстадиально-стадиального типа конца среднего валдая в пределах Русской равнины. Часть из этих событий может быть достаточно уверенно сопоставлена с событиями Хенрика (Bond et al., 1993). В частности, речь идет о событиях H_2 и H_3 , радиоуглеродный возраст которых совпадает с полученными нами датировками некоторых похолоданий климата.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ; грант № 97-05-64907.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бадер О.Н.* Сунгирь. Верхнепалеолитическая стоянка. М.: Наука, 1978. 271 с.
- Бадер О.Н., Громов В.И.* Путеводитель экскурсии в район верхнепалеолитической стоянки Сунгирь близ г. Владимира 3–7 сентября 1963 г. М.: Наука, 1963. 23 с.
- Громов В.И.* Геология стоянки Сунгирь и ближайших окрестностей // Верхнепалеолитическая стоянка Сунгирь. М.: Наука, 1966. С. 8–40.
- Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А.* Геолого-палеоэкологические события и обстановки позднего плейстоцена в районе верхнепалеолитического поселения Сунгирь // Позднепалеолитическое поселение Сунгирь. М.: Научный мир, 1998. С. 189–218.
- Спиридонова Е.А.* Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюл. Комиссии по изучению четверт. периода. М.: АН СССР, 1983. № 62. С. 27–45.
- Сукачев В.Н., Громов В.И., Бадер О.Н.* Верхнепалеолитическая стоянка Сунгирь // Тр. ГИН. 1966. Вып. 162. 140 с.
- Цейтлин С.М.* Геология района верхнепалеолитической стоянки Сунгирь во Владимирской области // Стратиграфия и периодизации Восточной и Центральной Европы. М.: Наука, 1965. С. 135–148.
- Bond G., Broecker W., Johnsen S., Mc Manus J., Labeyrie I., Jouzel J., Bonani G.* Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice // *Lettes to Nature*. 1993. V. 365. 9 September. P. 143–147.

Рецензент М.Н. Алексеев

УДК (092):55

ТАМАРА ФЕДОРОВНА ВОЗЖЕННИКОВА (1914–2000)

23 февраля 2000 г. скончалась Тамара Федоровна Возженникова – выдающийся ученый, один из основателей отечественной школы палеоальгологов.

Тамара Федоровна родилась 7 февраля 1914 г. в деревне Нижняя Вохминка на Вятчине. В 16 лет поступила на рабфак при Ленинградском государственном университете, а позже – на биологический факультет университета, который закончила в конце 30-х годов. Она всегда считала себя ученицей профессора К.М. Дерюгина – известного зоолога и гидробиолога – инициатора и редактора многотомного издания “Исследования морей СССР”, создателя нескольких морских научных станций, в работе которых в предвоенные годы принимала участие и Т.Ф. Возженникова. Война на несколько лет прервала ее исследовательскую деятельность. В течение пяти лет в Новосибирске она трудилась на авиационном заводе, участвуя в сборке боевых самолетов. Биологией смогла заняться лишь в 1945 г., поступив в аспирантуру на кафедру гидробиологии ЛГУ. Темой кандидатской диссертации Т.Ф. Возженниковой, защищенной в 1949 г., была “Флора водорослей горных водотоков Таджикистана”. В том же году она поступила на работу в Медико-Биологический институт Западно-Сибирского филиала АН СССР.

Изучать обширную группу ископаемых водорослей мезозоя и кайнозоя Русской и Западно-Сибирской плит Тамара Федоровна начала в 1950 г., возглавив палинологическую группу в Горно-Геологическом институте Западно-Сибирского филиала АН СССР. Она по праву может считаться ветераном сибирской академической науки. В Институте геологии и геофизики СО АН СССР Т.Ф. Возженникова стала работать с момента создания Сибирского отделения АН СССР в 1958 г. и продолжала до той поры, пока в связи с болезнью в середине 90-х годов не переехала к дочери в Москву.

Тамара Федоровна была прекрасным знатком всех групп палеоальгофлоры, изучала их в тесном контакте с другими известными альгологами нашей страны – А.П. Жузе, И.А. Киселевым, А.В. Топачевским и др. Многие годы она возглавляла лабораторию палеофитологии – одну из крупнейших в Сибири, руководила палеоальгологической секцией Палинологической ко-

миссии СССР. В 1965 г. под руководством Тамары Федоровны состоялось 1-е Всесоюзное совещание палеоальгологов в Новосибирске. Как член Оргкомитета Т.Ф. Возженникова принимала участие в подготовке и проведении III Всесоюзной (1964) и III Международной (1971) палинологических конференций в Академгородке Сибирского отделения АН СССР.

Основным направлением научной деятельности Тамары Федоровны, как уже отмечалось, было изучение органикостенного микрофитопланктона мезозоя и кайнозоя – важнейшей группы ископаемых организмов, ныне широко используемой при разработке детальной стратиграфии нефтегазоносных бассейнов, как бореальных, так и тропических областей, решении проблем палеогеографии и палеогидрологии. Она приступила к исследованию микрофитопланктона, когда в нашей стране и за рубежом им занимался еще весьма ограниченный круг специалистов. Не был даже окончательно решен вопрос – к животному или растительному царству должны быть отнесены ее ведущие представители – динофлагеллаты, хотя немецким естествоиспытателем К.Г. Эренбергом они были открыты еще в 30-х годах XIX века. Особенно запутанными оставались вопросы систематики и морфологии диноцист.

Выходу в свет первой крупной монографии Тамары Федоровны – “Введение в изучение ископаемых перидинеевых водорослей” (1965), получившей высокую оценку “отцов” диноцистовой стратиграфии – Ж. Дефландра и А. Эйзенака, предшествовали публикации трех других важных ее работ – “Палеоальгологическая характеристика мезокайнозойских отложений Западной Сибири” (1960), “К вопросу о систематике ископаемых перидиней” (1961) и обзора пиррофитовых водорослей, подготовленного для “Основ палеонтологии” (1963). Хронологический обзор результатов изучения ископаемых и современных динофлагеллат от их открытия до 60-х годов XX столетия в монографии 1965 г. делает ее и в наши дни неопределимым справочным пособием. Все перечисленные выше публикации, наряду со второй монографией, вышедшей в 1967 г., явились темой успешно защищенной ею в том же году в Новосибирске докторской диссертации. Проведенные Т.Ф. Возженниковой исследования имели большое значение для развития мировой палеоальгологии. В них затрагивался широкий круг

проблем, не ограниченный систематикой и морфологией ископаемых динофлагеллат. Тамара Федоровна одна из первых акцентировала внимание на аспектах палеоэкологии, эволюционного развития, а также родственных связях этой группы и на отечественном материале показала возможность ее широкого использования в стратиграфии. Если монография 1967 г. "Ископаемые перидинеи юрских, меловых и палеогеновых отложений СССР" особенно ценна вкладом в разработку систематики диноцист, описанием многих новых таксонов, прочно закрепившихся в стратиграфии, то следующая ее монография "Диноцисты и их стратиграфическое значение" (1979), посвященная динофлагеллатам гистрихосфероидного типа, весьма интересна разделом, касающимся их классификации, а также монографическим описанием цист. Эти новые публикации прочно и окончательно закрепили за ней авторитет крупнейшего специалиста мировой альгологии.

Взросший во всем мире к началу 70-х годов нашего столетия интерес к изучению органикостенного микрофитопланктона, в связи с его широким практическим использованием, коснулся и нашей страны. Тамара Федоровна, как признанный лидер, заслуженно становится главой отечественной школы этого направления палеоальгологии. Ее первые ученицы – А.С. Андреева-Григорович, К.Е. Аристова, В.И. Ильина, И.А. Кулькова, Э.С. Олейник, В.Н. Федорова-Шахмундес успешно изучали в этот период диноцисты и празинофиты различных районов СССР – Крымско-Кавказской области, Восточно-Европейской платформы Сибирской и Туранской плит, Таджикской впадины, защитили диссертации. Сама же Т.Ф. Возженникова в конце 70-х и в 80-х годах, с целью изучения филогении и экологии динофлагеллат, неоднократно участвовала в рейсах научно-исследовательского судна "Витязь" в Тихий океан, выезжала в Севастополь, где изучала современный микрофитопланктон Черного моря в Лимнологическом институте.

Яркое выступление Тамары Федоровны в Новосибирске в середине 80-х годов на совещании Национальной группы проекта 174 МПГК "Геологические события терминального эоцена", в котором приняло участие свыше 100 биостратиграфов из разных регионов бывшего СССР, заметно расширило число сторонников изучения органикостенного микрофитопланктона мезозоя и кайнозоя. Под ее руководством в 1987, 1989 и 1991 гг. в Москве в ГИН РАН были проведены школы-семинары с широким привлечением молодых специалистов, где Т.Ф. Возженниковой главный акцент был сделан на углубленное овладение основами морфологии и систематики диноцист. Круг ее учеников заметно расширился. Ячейки по изучению этой группы ископаемых организмов были образованы в научных центрах и производственных организациях Киева, Львова,

Минска, Москвы, Ленинграда, Екатеринбургa, Еревана, Алма-Аты, Тюмени, Охи и других городов. Активизировалась работа палеоальгологической секции. Это выразилось прежде всего во все большем количестве докладов по ископаемым диноцистам, представляемым от нашей страны на международные и всероссийские палинологические совещания. Непосредственная научная деятельность Тамары Федоровны продолжалась до начала 90-х годов, когда ею, совместно с Дж. Лентин (Канада), была проведена ревизия некоторых представителей ветцелиелловых. Опубликованная в "Review of the Palaeobotany and Palynology" их совместная статья "The fossil dinoflagellate cysts *Kisselovia* emend. and *Charlesdowniea* gen. nov. Lentin et Vozzhennikova" нашла широчайшее применение в практической работе палеоальгологов, так как эта группа каватных цист является важнейшей для разработки зональной стратиграфии палеогена по диноцистам. В это же время ею была опубликована статья о находках диноцист в отложениях девона, открывшая принципиально новую страницу в геологической истории этой группы. В 1993 г. за рубежом, совместно с Джуди Лентин (Канада), была опубликована последняя монография Тамары Федоровны "Fossil dinoflagellates from Jurassic, Cretaceous and Paleogene depossits of the USSR".

Изучение диноцист в России не прекратилось и после того, как Тамара Федоровна из-за болезни не могла уже принимать активное участие в научно-организационной деятельности. В последние годы (1997, 1999) возобновилась работа школ-семинаров. На Всероссийской палинологической конференции (1999) более 10 докладов было посвящено диноцистам мезозоя и кайнозоя. Расширилась деятельность региональных групп, особенно новосибирской, где ученицы Т.Ф. Возженниковой – В.И. Ильина, Н.К. Лебедева и И.А. Кулькова, теперь уже со своими молодыми учениками, успешно трудятся над разработкой детальных зональных стратиграфических шкал по диноцистам Бореальной области.

В альбоме, посвященном пионерам изучения органикостенного фитопланктона, опубликованном к Международной конференции по диноцистам в Тронхейме (1999), Т.Ф. Возженникова заняла достойное место среди основоположников диноцистовой стратиграфии.

Светлый образ Тамары Федоровны, блестящего ученого и учителя, навсегда останется в памяти всех ее коллег и учеников.

*Б.С. Соколов, А.С. Андреева-Григорович,
М.А. Ахметьев, В.С. Волкова, Н.А. Волкова,
О.Н. Васильева, З.И. Глезер, Н.И. Запорожец,
В.И. Ильина, А.В. Каньгин, Н.К. Лебедева,
Э.С. Олейник, Л.В. Ровнина, В.А. Федорова,
А.Ф. Хлонова, Е.А. Елкин*

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

В журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и осадочного чехла Мирового океана, теории и методам стратиграфических исследований, по геохронологии, включая изотопную геохронологию, по проблемам эволюции биосферы, бассейновому анализу, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геоисторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, основанным на результатах мультидисциплинарных исследований.

В журнале предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат.

Представленные в редакцию статьи должны быть окончательно проверены и подписаны автором (авторами). Рукописи принимаются только в тех случаях, если они отвечают редакционно-издательским требованиям: четко отпечатаны на машинке (компьютере), с интервалом между строчками в два переката, в двух экземплярах. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля).

К рукописи статьи прилагается сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование выполнено, акт экспертизы, направление организации, домашний адрес (с индексом), домашний и служебный номера телефонов и имя и отчество **всех** авторов.

В связи с тем, что публикация английской версии журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стиль изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. Авторам следует придерживаться общепринятой в международных журналах схемы: 1 – название статьи; 2 – инициалы и фамилия автора (авторов), место работы и полный служебный адрес каждого автора (институты указывать без сокращения); 3 – исчерпывающее резюме (до 1 печ. стр.); ключевые слова (до 10 слов); 4 – формулировка научной задачи; 5 – фактический материал; 6 – обсуждение результатов; 7 – выводы; 8 – список литературы; 9 – на отдельных страницах – подписи к рисункам и таблицы. Следует указать адрес для переписки, номера телефонов автора (авторов) и адрес e-mail.

Иллюстрационный материал необходимо представлять в редакцию в двух экземплярах, причем первый экземпляр должен быть пригодным для непосредственного репродуцирования. Для карт и схем второй экземпляр должен представлять основу. На картах обязательно указывать масштаб. Фотографии: оба экземпляра монтируются автором в виде макета (размер 23 × 17). На чертежах, картах, разрезах и т.д. должно быть указано минимальное соответствующее изложению в тексте количество буквенных и цифровых обозначений. Их объяснение обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи обязательно указывать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора.

Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие: 1) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, O, K и др.), подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, строчные – сверху; 2) между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; 3) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

Приводимые в тексте статьи латинские названия видов фауны и флоры должны сопровождаться фамилией автора, установившего данный таксон. При описании палеонтологических таксонов следует руководствоваться правилами для авторов палеонтологического журнала.

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы. В тексте статьи в круглых скобках – ссылка на автора и год. В библиографической ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (например, Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (например, Стратиграфические исследования..., 1990).

В связи с публикацией английской версии статей к русскому тексту рукописи необходимо прилагать (на отдельном листе):

- 1) английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных названий и имен;
- 2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала;
- 3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских терминов (если существуют разные транскрипции);
- 4) список русских географических названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия серий, свит, слоев и т.п. (например, миньярская свита – г. Миньяр; терские слои – р. Терек).

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

Акустический журнал
Астрономический вестник
Астрономический журнал
Биология моря
Биоорганическая химия
Биофизика
Биохимия
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии
Высокомолекулярные соединения

Генетика
Геомагнетизм и аэрономия
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Геоэкология
Доклады Академии наук

Журнал аналитической химии
Журнал вычислительной математики и математической физики
Журнал неорганической химии
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
Защита металлов
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Теория и системы управления
Известия АН. Физика атмосферы и океана
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Молекулярная биология
Неорганические материалы
Нефтехимия
Океанология
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Палеонтологический журнал
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Письма в Журнал технической физики
Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики
Почвоведение
Приборы и техника эксперимента
Прикладная биохимия и микробиология
Проблемы прогнозирования
Программирование
Радиохимия
Радиотехника и электроника
Стратиграфия. Геологическая корреляция
Теоретические основы химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Труды Математического института имени В.А. Стеклова
Физика Земли
Физика и техника полупроводников
Физика и химия стекла
Физика металлов и металловедение
Физика плазмы
Физиология растений
Физика твердого тела
Физика элементарных частиц и атомного ядра
Физиология человека
Химия высоких энергий
Экология
Электрохимия
Энтомологическое обозрение
Ядерная физика

Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Biophysics
Biochemistry (Moscow)
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Polymer Science. Series C
Russian Journal of Genetics
Geomagnetism and Aeronomy
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Environmental Geoscience
Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Doklady Physics
Doklady Earth Sciences
Journal of Analytical Chemistry
Computational Mathematics and Mathematical Physics

Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Technical Physics
Russian Journal of Physical Chemistry
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Journal of Experimental and Theoretical Physics
Protection of Metals
Biology Bulletin
Journal of Computer and Systems Sciences International
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics
Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Molecular Biology
Inorganic Materials
Petroleum Chemistry
Oceanology
Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Petrology
Astronomy Letters
Technical Physics Letters
Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters
Eurasian Soil Science
Instruments and Experimental Techniques
Applied Biochemistry and Microbiology
Studies on Russian Economic Development
Programming and Computer Software
Radiochemistry
Journal of Communications Technology and Electronics
Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
High Temperature
Thermal Engineering
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Izvestiya, Physics of the Solid Earth
Semiconductors
Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
Physics of the Solid State
Physics of Particles and Atomic Nuclei
Human Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Entomological Review
Physics of Atomic Nuclei

Журналы МАИК "Наука/Интерпериодика", выходящие в свет на английском языке

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis
Russian Journal of Mathematical Physics